

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
東京(8)第102号
NI-54-26-3

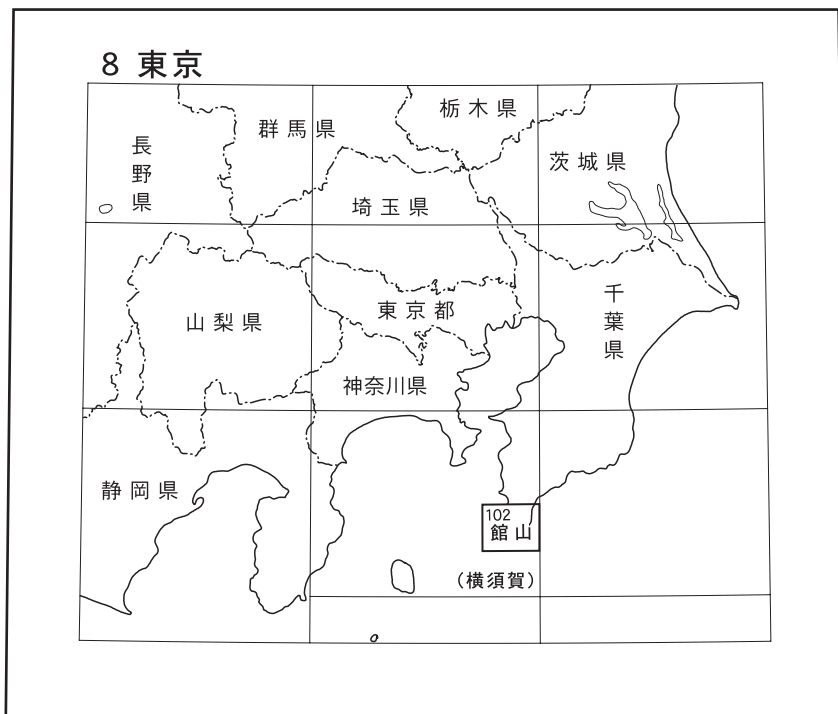
館 山 地 域 の 地 質

川上俊介・宍倉正展

平成 18 年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図 Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

8-93 三崎 Misaki NI-54-26-6 (1980)	8-94 那古 Nago NI-54-26-2 (1990)	8-95 鴨川 Kamogawa NI-54-20-14 (1981)
8-102 館山 Tateyama NI-54-26-3 (2006)		
8-93 三崎 Misaki NI-54-26-6 (1980)	8-94 那古 Nago NI-54-26-2 (1990)	8-95 鴨川 Kamogawa NI-54-20-14 (1981)

館山地域の地質

川上俊介*・宍倉正展**

地質調査総合センターは、その前身である地質調査所が1882年に創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するために調査研究を行い、様々な縮尺の地質図を作成・出版してきた。その中で5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報が網羅されている。館山地域の地質図の作成は、その5万分の1地質図幅「観測強化地域（南関東）の研究」の一環として行われた。

観測強化地域とは、1978年に政府の地震予知連絡会によって、近い将来に地震の起こる可能性が他地域より高い地域として選定されたものであり、本図幅地域を含む「南関東」の他に「東海」がある。観測強化地域の選定を受けて、地質調査所では、1979年から地震予知のための観測強化地域の地質図幅作成計画を開始した。この計画は第5次計画まで実施され、2005年からは地質調査総合センターの陸域地質図プロジェクトに引き継がれている。

館山地域は首都圏に近く、地質、地形、地震など各分野の研究が数多くなされている。房総半島に分布する地層は後期新生代の地層を主として、嶺岡山地の北側では主に中新世から中期更新世までの連続的な厚い海成堆積岩が発達し、南側においてもほぼ同時期の海成堆積岩が北側に比べ変形を被り断片化して分布している。嶺岡山地の北側では、連続的な堆積物を対象として層位学、古地磁気学、古生物学、堆積学などの研究が活発に行われてきた。南側の地域では、変形を受けた堆積岩や嶺岡山地に分布する蛇紋岩などを対象として構造地質学、岩石学などの研究が行われてきた。また1980年代後半から、館山地域を含む南部地域では、浮遊性微化石を普遍的に産することから微化石層序学やそれに伴う古地磁気学、火山灰層序学、シーケンス層序学などの研究が盛んに行われている。さらに、急速な隆起を反映した完新世海成段丘の研究や、沖積層中のサンゴ化石の研究も古くから盛んであり、最近では津波堆積物の研究も行われている。

館山地域は、房総半島の南端部に位置し、上部中新統から中部更新統の海成層、上部更新統上位段丘堆積物や沖積層などが分布する地域であり、沿岸には完新世海成段丘が発達する。本報告では、数千を越す挟在される火山灰鍵層のうち、地質構造の把握に有効であり、なおかつ探しやすい特徴を示す17組の凝灰岩鍵層について記載し、可能な限り地質図上に露頭の位置を示した。地層区分については、館山地域とその周辺地域の地層の全体像を把握し易いように整理を行い10の地層と3つの部層について記載した。また、図幅図面の作成にあたっては、野外での使用に際して利便があるよう、房総半島南部の地質概略図や段丘面区分図などを添付した。

野外調査・原稿執筆については、西岬層、南房総層群、千倉層群、豊房層群について川上が、地形、更新世段丘及び関東ローム、沖積層及び完新世段丘について宍倉が担当し、全体のとりまとめを川上が行った。

本図幅地域の調査研究及び図面・原稿の作成にあたり、産業技術総合研究所竹内圭史主任研究員及び同研究所尾崎正紀研究グループ長には貴重なご助言を頂いた。房総半島南部における凝灰岩鍵層の追跡調査にあたり、品田芳二郎氏をはじめとする安房団体研究グループの方々には長年にわたりご教示頂いた。筑波大学の小川勇二郎教授には、川上の学生時代より房総半島の地質構造に関してご教授、叱咤激励を頂いた。静岡大学の山本由弦博士には、西岬層における貴重なデータを教えて頂いた。産業技術総合研究所活断層研究センターのThan Tin Aung博士、千葉大学大学院生の宇野知樹氏には野外調査を手伝って頂いた。株式会社土質リサーチの大里重人氏には現地を案内して頂き、また貴重なデータをご提供頂いた。筑波大学館山研修所の村上 良ご夫妻及び南房総市白浜町の相 正弘ご夫妻には現地での生活及び野外調査に際して様々な面でご援助を頂いた。また、千葉県在住の数多くの学校関係者や地質愛好家の方々に現地の案内をして頂いた。これらの方々に感謝と共に厚くお礼を申し上げる。

(平成17年度稿)

所 属

* 地質情報研究部門（現：株式会社アースアプレイザル）

** 活断層研究センター

Keywords : geologic map, geology, Tateyama, Minamibōsō, Shirahama, Chikura, Bōsō, Chiba, Nishizaki Formation, Minamibōsō Group, Chikura Group, Toyofusa Group, Numa coral bed, tsunami deposit, terrace deposit, Alluvium, key tuff bed, tephra, fault, accretionary sediment, trench slope basin, trench fill, syn-sedimentary fold, syn-sedimentary basin, earthquake, Miocene, Pliocene Pleistocene, Holocene

目 次

第1章 地 形	1
第2章 地質概説	3
2.1 房総半島南部の層序構造	3
2.2 館山地域の地質	4
第3章 西岬層	9
第4章 南房総層群	12
4.1 平館層	13
4.2 鏡ヶ浦層	13
第5章 千倉層群	15
5.1 白浜層	15
5.2 野島崎礫岩部層	16
5.3 白間津層	16
5.4 布良層	18
5.5 蓮台枝礫岩部層	20
5.6 畑 層	20
5.7 長尾川砂岩部層	22
第6章 豊房層群	25
6.1 加茂層	25
6.2 東長田層	25
6.3 滝川層	26
第7章 更新世段丘堆積物及び新期関東ローム層	28
7.1 更新世段丘堆積物	28
7.2 新期関東ローム層	29
第8章 沖積層及び完新世段丘堆積物	30
8.1 沖積層	30
8.1.1 沖積層の層序	30
8.1.2 津波堆積物	30
8.1.3 沼サンゴ	34
8.2 完新世段丘堆積物	34
8.2.1 浸食性段丘	34
8.2.2 堆積性段丘	34
8.3 埋立地	34
第9章 地質構造	36
9.1 断 層	36
9.2 褶 曲	36
第10章 第四紀地殻変動	39
10.1 更新世地殻変動	39
10.2 完新世地殻変動	39
10.3 地震性地殻変動	39
10.3.1 歴史地震に伴う地殻変動	39
10.3.2 隆起パターンと再来間隔	40
第11章 応用地質	42
11.1 採 石	42
11.2 温 泉	42
11.3 地震・津波	42
11.4 斜面崩壊・地すべり	42
文 献	43
Abstract	78

図・付図目次

第1.1図	「館山」図幅地域周辺の地形陰影図	1
第1.2図	館山市西川名周辺の完新世海岸段丘	2
第2.1図	館山地域とその周辺地域の地質概念図及び年代区分図	3
第2.2図	館山地域とその周辺地域の構造概念図	5
第2.3図	館山地域の地質図	6
第2.4図	館山地域の地質断面図	7
第2.5図	館山地域地質総括図	8
第3.1図	典型的な西岬層の岩相	10
第3.2図	西岬層の露頭写真	11
第4.1図	館山地域の北側に分布する南房総層群の地質図	12
第4.2図	鏡ヶ浦層の露頭写真	14
第5.1図	千倉層群白浜層と千倉層群白間津層の露頭写真	15
第5.2図	千倉層群野島崎礫岩部層の露頭写真	16
第5.3図	典型的な千倉層群の砂岩シルト岩互層	17
第5.4図	布良層中に局所的に発達するスコリア質粗粒砂岩・礫岩	19
第5.5図	千倉層群蓮台枝礫岩部層	20
第5.6図	畑層中に観察される乱堆積層	21
第5.7図	長尾川砂岩部層中に観察される凝灰岩層	22
第5.8図	千倉層群の地質柱状位置図	23
第5.9図	千倉層群の地質柱状図	24
第6.1図	典型的な東長田層の岩相	26
第6.2図	滝川層の岩相	27
第7.1図	長尾川流域の段丘面区分図	28
第7.2図	南房総市白浜町滝口における更新世段丘面（長尾川I面）の地質柱状図	29
第8.1図	沖積層既存ボーリング位置図	31
第8.2図	館山平野における地質断面図	32
第8.3図	館山平野における沖積層の層序	32
第8.4図	巴川流域の沖積層中に繰り返し挟まれる津波堆積物	33
第8.5図	館山市上野原において採取されたジオスライサーコア	35
第9.1図	館山地域の地質構造図	37
第9.2図	畑西方の千倉断層周辺のルートマップ	38
第10.1図	館山市見物における歴史地震で離水した完新世海岸段丘	39
第10.2図	南房総市白浜町根本周辺における海岸線の変化	40
第10.3図	房総半島南部における隆起イベントの発生時期	41
Fig. 1	Geologic map of the Tateyama district	79
Fig. 2	Geologic cross sections	80
Fig. 3	Summary of the Tateyama district	81
(付記) 南房総層群		
付図 第1図	岩井袋地域の検討試料採取位置図	50
付図 第2図	東地域の検討試料採取位置図	50
付図 第3図	石堂地域の検討試料採取位置図	51
付図 第4図	小浜地域の検討試料採取位置図	52
付図 第5図	南房総層群の堆積年代図	53

(付記) 凝灰岩鍵層の記載

付図 第6図	鍵層記載の例と略号	55
付図 第7図	H G 鍵層	56
付図 第8図	S H 鍵層	57
付図 第9図	H I 鍵層	58
付図 第10図	G P 鍵層	59
付図 第11図	Y K 鍵層	60
付図 第12図	O A 鍵層	62
付図 第13図	T Y 鍵層	63
付図 第14図	H F 鍵層	64
付図 第15図	H S 鍵層	66
付図 第16図	N Y 鍵層	68
付図 第17図	B W 鍵層	70
付図 第18図	M S 鍵層	71
付図 第19図	I C 鍵層	72
付図 第20図	O Z 鍵層	73
付図 第21図	I H 鍵層	74
付図 第22図	C R 鍵層	75
付図 第23図	B Z 鍵層	76
付図 第24図	本報告で用いた千倉・豊房層群の鍵層対応図	77

第1章 地 形

(穴倉正展)

「館山」図幅地域は、房総半島南端に位置し、北緯 $34^{\circ}50'12''1 \sim 35^{\circ}0'12''0$ 、東経 $139^{\circ}44'48''4 \sim 139^{\circ}59'48''3$ (世界測地系) の範囲を占める (第 1. 1 図)。陸域はこの範囲内の中央から北に限られ、北西部が館山湾、その他の部分は太平洋に面している。

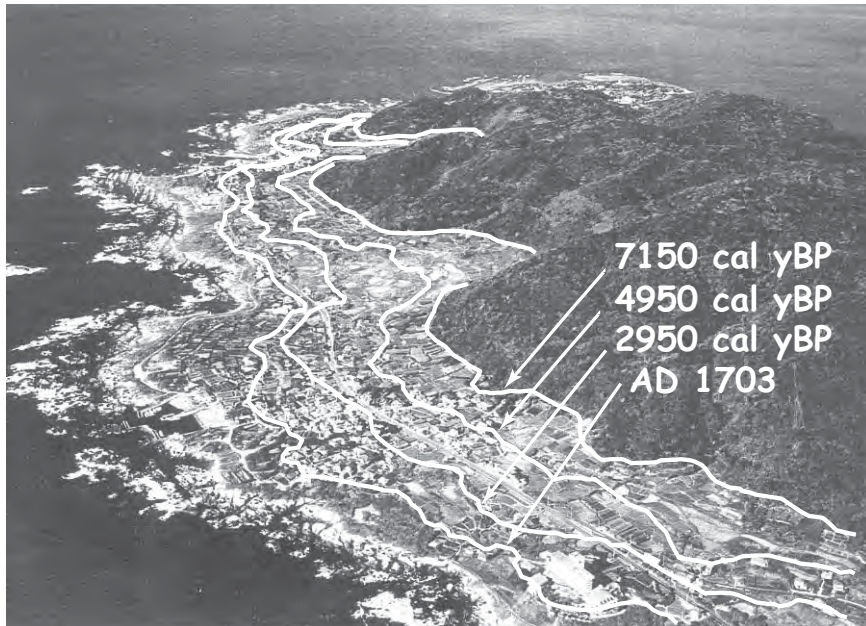
「館山」図幅地域の陸域 (以下、本地域と略す) の地形は、開析の進んだ丘陵とその周囲の完新世段丘で特徴づけられる。房総半島の丘陵は、鴨川低地帯を境に北の上総丘陵と南の安房丘陵に分けられ、本地域は安房丘陵の南部に属する。丘陵の最高点は南東端付近の高塚山 (標高 216 m) で、そこから洲崎にかけて東西方向に標高 200 m 以下の山が並び、丘陵全体として北へ向かってやや高度

を減じている。神余畑^{かなまりぼた}周辺の標高 100 ~ 140 m 付近では、一部に定高性のある緩やかな山頂も見られ、古い浸食面の存在を窺わせる。しかし、最終間氷期やそれ以前の高海面期に対応する更新世の海成段丘はほとんど見られない。

丘陵の周囲には、相模トラフ沿いの地震に伴う地殻変動によって段丘化した完新世の低地が分布する。低地は、その成り立ちから堆積性と浸食性に分けられる。堆積性の低地の主なものは、北西部の館山低地南半部や北東部の千倉低地で、浜堤列が海に向かって徐々に高度を減じながら発達する。南西部の平砂浦低地も同様に砂浜海岸が前進して形成されたと考えられるが、大部分が砂



第 1. 1 図 「館山」図幅地域周辺の地形陰影図



第1.2図 館山市西川名周辺の完新世海岸段丘
旧汀線の位置とその年代を示す (宍倉, 2003).

丘砂に覆われており、段丘や浜堤などの地形は不明瞭である。このほか、本地域西部には南北方向に小さい開析谷が発達し、その谷底を溺れ谷状に低地が分布している。

浸食性の低地は、洲崎周辺及び布良から南千倉にかけて、波食棚が発達する海岸沿いを幅1 km程度で縁取るように分布する。丘陵とは急峻な旧海食崖で境され、その内縁高度は最高で標高約30 mに及ぶ。そこから現海岸線に向かって海成段丘がひな段状に発達する。段丘は4つのレベルに大別される。中田ほか(1980)は、これらを高位から沼Ⅰ～Ⅳ面と呼び、各離水年代を7,150 cal yBP, 4,950 cal yBP, 2,950 cal yBP, AD1703と推定している(第1.2図)。各段丘面の境界付近はさらに数段に細分される(茅根・吉川, 1986)ことから、地質図付図の完新世段丘面区分図及び地形断面図では、広い面とその前面の細かい段を合わせて、高位から沼Ⅰ面群、沼Ⅱ面群、沼Ⅲ面群と呼んでいる。沼Ⅳ面は1703年元禄地震時に離水しており、元禄段丘とも呼ばれる。その下位には1923年関東地震時に離水した大正ベンチと呼ばれ

る離水波食棚が分布する。

館山低地の西部は、1930年(昭和5年)に旧日本軍館山航空隊の開設のため、かつての波食棚や浅瀬が埋め立てられ、一部が人工海岸となった。これに伴い、沖ノ島は砂州で結ばれて陸続きとなった。南端の野島崎も、かつては野島と呼ばれる離れ島であったが、相模トラフ沿いの地震に伴う地盤の隆起によって陸続きとなった陸繋島である。

海底地形は、沿岸では水深20 m付近まで、緩勾配の海食台や段丘状の地形が発達している。また、館山市布良沖では、複雑な地質構造を反映し、入り組んだ起伏に富む地形となっている。図幅の東側では水深150 m付近までほぼ一定の勾配で深度を増していくが、それ以深は急傾斜で鴨川海底谷へと続く。図幅の西側では水深70～80 mまで比較的緩傾斜の陸棚となっており、それ以深は東京海底谷や相模トラフへと続く急斜面となっている。

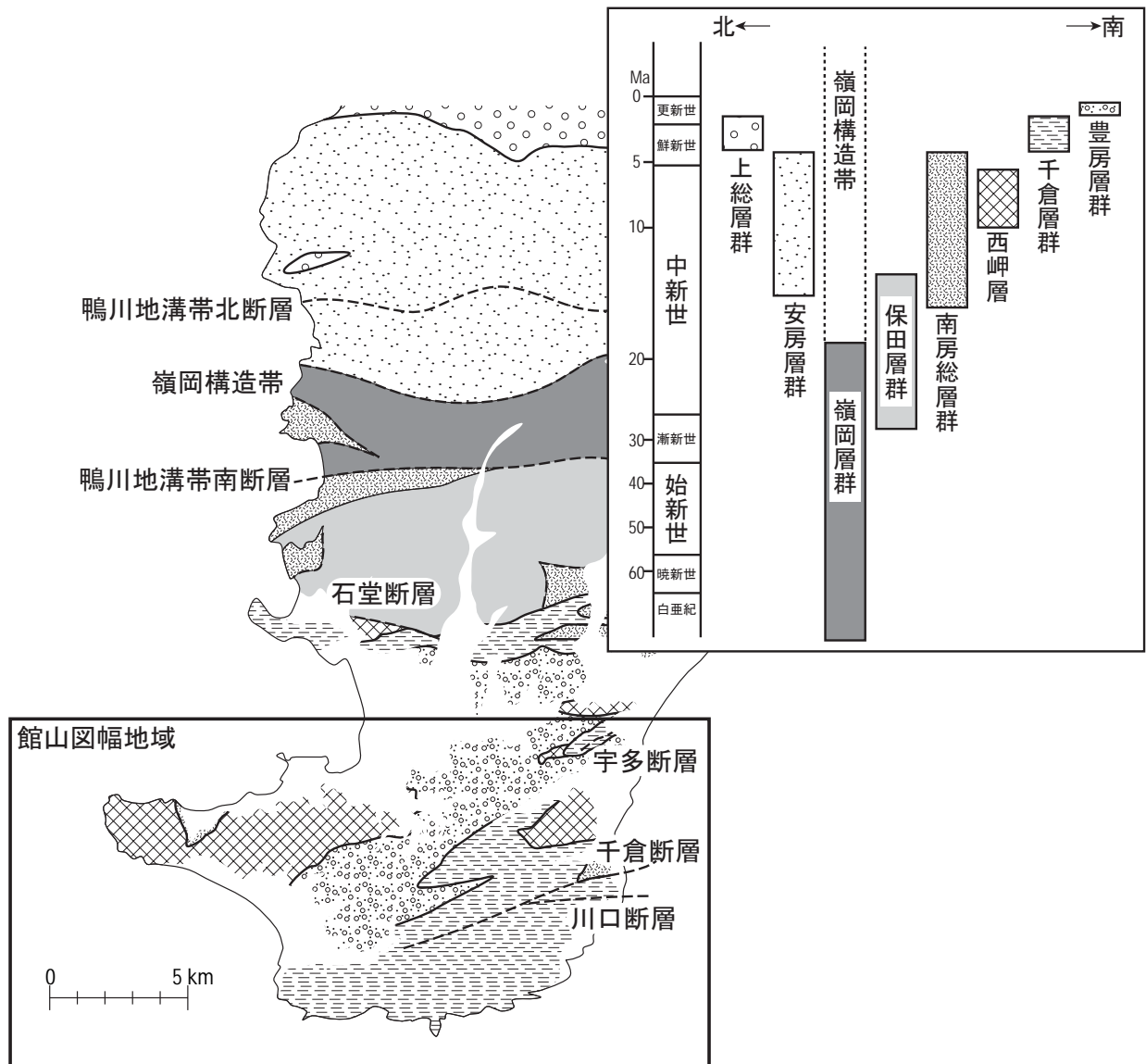
第2章 地質概説

(川上俊介)

館山図幅地域を含む房総半島南部は、本州弧の南東端部に位置し、上部新生界の深海から浅海に堆積した海成層が厚く発達する。館山地域の地層は、下位から上部中新統～下部鮮新統の西岬層、下部鮮新統の南房総層群、上部鮮新統～下部更新統の千倉層群、下部～中部更新統の豊房層群、そして上部更新統～完新統からなる段丘堆積物と現世海浜堆積物から構成される。

2.1 房総半島南部の層序構造

房総半島南部の地層は、北側から鴨川地溝帯北断層、鴨川地溝帯南断層、石堂断層、宇田断層、千倉断層、そして川口断層という東西～東北東-西南西方向の断層によって規制されて分布する(第2.1図)。鴨川地溝帯北断層及び鴨川地溝帯南断層は高橋(1997)によって定義され、さらに高橋(1997)では2つの断層によって挟ま



第2.1図 館山地域とその周辺地域の地質概念図及び年代区分図

れた地域を嶺岡構造帯とし、そこに分布する正常堆積物(安房層群:中嶋・渡辺, 2005)以外の変成岩, 蛇紋岩, 玄武岩, 堆積岩といった多様な岩石を一括して「広い意味での」嶺岡層群とした。本報告では嶺岡構造帯及び嶺岡層群について高橋(1997)の定義に従う。また, 石堂断層は, 斎藤(1992a)によって定義された石堂断層のうち南房総市富浦町原岡に分布する石堂断層に相当する。宇田断層は, 小竹(1988)による宇田断層及び斎藤(1992a)による真野断層に相当する。千倉断層及び川口断層は本報告により再定義した。これらの断層によって房総半島の地層は, 最も古い時代の地層(嶺岡層群)が分布する嶺岡構造帯を境にして, 北側には, 下位から安房層群, 上総層群, 下総層群が分布する(中嶋・渡辺, 2005)。南側には, 下位から保田層群, 南房総層群(新称), 西岬層, 千倉層群, 豊房層群が分布する。なお, 嶺岡層群は, 中期始新世~前期中新世の堆積岩に加えて前期中新世のアルカリ玄武岩(19.62 ± 0.90Ma: Hirano *et al.* (2001))が得られている。また, 保田層群下部からは, 最後期漸新世の珪質微化石群集が得られている(鈴木ほか, 1996)。

嶺岡構造帯の北側の地層と館山地域を含む南側の地層は, 嶺岡構造帯を境にして対になる年代を示すものの, 分布形態は全く異なる。安房層群に代表される北側の地層は側方に連続的かつ, 数 km 規模の褶曲構造からなる厚い海成層から構成される。一方, 千倉層群に代表される南側の地層は数十 m から数百 m 小規模な褶曲構造からなる海成層から構成される。この他に, 嶺岡構造帯以南には, 正常堆積物からなる海成層に不整合に覆われて, 露頭規模の断層・褶曲を形成したり数 cm 大の細裂状に破碎された堆積物も分布する。この変形を被った地層は, 嶺岡・保田層群の一部や西岬層に相当する。

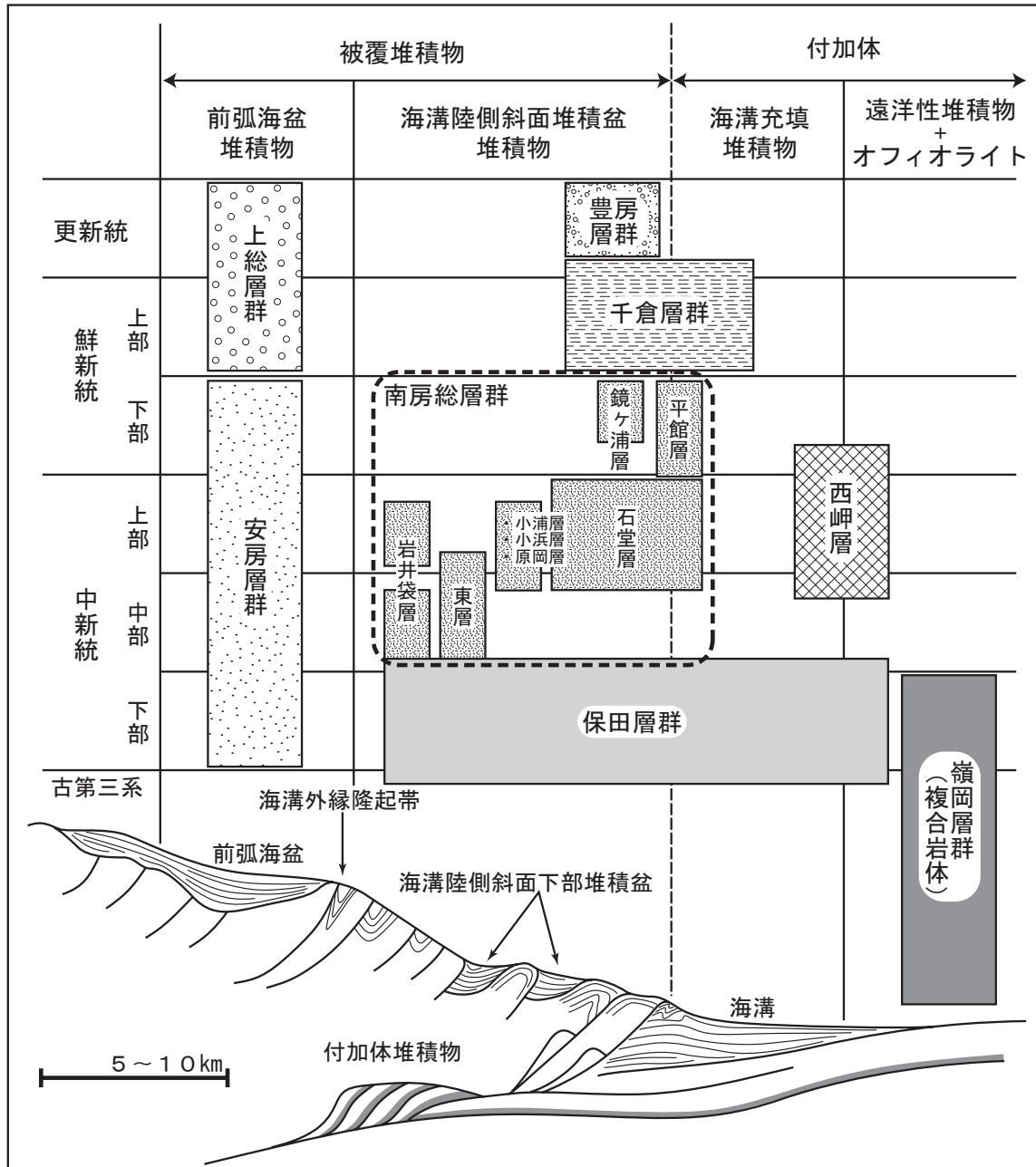
嶺岡構造帯の北側の地層は, 南側の地層を形成する堆積盆に比べて大きな, 短軸の幅が数 km 規模の堆積盆を形成し, 連続的に順次北側に向かって新しい地層が分布する形態を示す。それに対して南側の地層は, 数百 m から数 km の北側に比べて小規模な堆積盆を形成し, 嶺岡・保田層群及び西岬層といった変形を被った地層からなる地層を基盤として, 南方に向かってより新期の小堆積盆が個別に分布する形態を示す。嶺岡構造帯を境にして同時代の地層を比べると, 北側は南側に比べて側方変化が少なく連続的で, 南側は小規模で側方変化の激しい地層が分布する。中尾ほか(1986), 小竹(1988), そして斎藤(1992a)は嶺岡構造帯以南の地層について, 底生有孔虫化石による古水深検討を行い, 保田層群は下部~中部漸深海底帯, 西岬層(斎藤(1992a)では“地域南半部の天津層”)は深海底帯, 千倉層群は下部~上部漸深海底帯, 豊房層群は中部~上部漸深海底帯における堆積を示唆した。また, Okada(1989)は, 南海トラフ地域の海溝陸側斜面堆積盆の形態解析から, 千倉層群と南海トラ

フ地域における海溝陸側斜面堆積盆の類似性を指摘し, 斎藤ほか(1991)及び小竹(1992c)では房総半島南部の地質の発達過程から前弧域の発達過程を論じた。さらに, 川上(2001)では, 西岬層と石堂層群(本報告の西岬層と同一)の堆積年代とその分布形態の検討から付加体堆積物の独立した区分と, 既存の研究によって「三浦層群」として一括されてきた上部新生界(斎藤(1992a)や鈴木ほか(1995)など)の再区分の必要性を唱えた。

既存の研究による年代・岩相・分布形態・堆積深度の検討を参考にして, 本報告では房総半島南部に分布する地層の堆積場による区分を提案した(第2.2図)。房総半島南部は後期新生代の深海に堆積した地層が陸上において観察される世界的にも珍しい地域であり, 同時代・同堆積環境の地層の多くは現在でも未だ海洋底に分布する。本報告では, 房総半島南部の地質の概念的理解のため, 南海トラフやバルバドスといった典型的な前弧域の地質構造に対比し第2.2図に示した。なお, 房総半島南部を含む相模トラフ地域は, 本州弧と伊豆-小笠原弧の衝突及び海溝三重会合点に起因して複雑な構造を示すため, いわゆる「典型的な」前弧域ではないことを追記する。第2.2図の横軸に示した「付加体・被覆堆積物」は, 現在の海洋地質学の成果を踏襲した概念的な区分であり, 地層の連続性に基づく野外調査による区分とは必ずしも一致しない。例えば, 房総半島南部の地層は, 千倉層群のように海溝充填堆積物(付加体)が陸側斜面堆積盆堆積物(被覆堆積物)に整合関係で接し, 西岬層と南房総層群平館層のように付加体と推定される地層と被覆堆積物が野外において近接して(部分的に同時異相堆積物として)分布する(第2.3図)。また, 嶺岡層群や西岬層は岩石の種類, 変形構造, 年代と分布様式から総合的に判断して付加体として推定された堆積物であって, 野外において付加体と被覆堆積物を区別する明確な基準は存在しない。同様に海溝充填堆積物についても, 深海堆積物中に浅海~汽水を示唆する再堆積化石層が挟在される事によって推定された堆積物であって, いわゆるプレート境界のような物理境界とは一致しない。なお, 第2.2図に示した前弧海盆と海溝陸側斜面「下部」堆積盆は, どちらも海溝陸側斜面堆積盆であるが, 正断層系の基盤の造構運動に対応して形成されるのに対して, 後者は逆断層系の基盤の造構運動に対応して形成されるため本報告では区別して扱い, 地層区分についても同様に区別して扱った。

2.2 館山地域の地質

館山地域には, 下位から西岬層, 南房総層群, 千倉層群, 豊房層群が分布する(第2.3図, 第2.4図)。千倉・豊房層群は, 東北東-西南西方向の褶曲及び断層に支配された分布形態を示し, 西岬層は千倉・豊房層群の



第2.2図 館山地域とその周辺地域の構造概念図

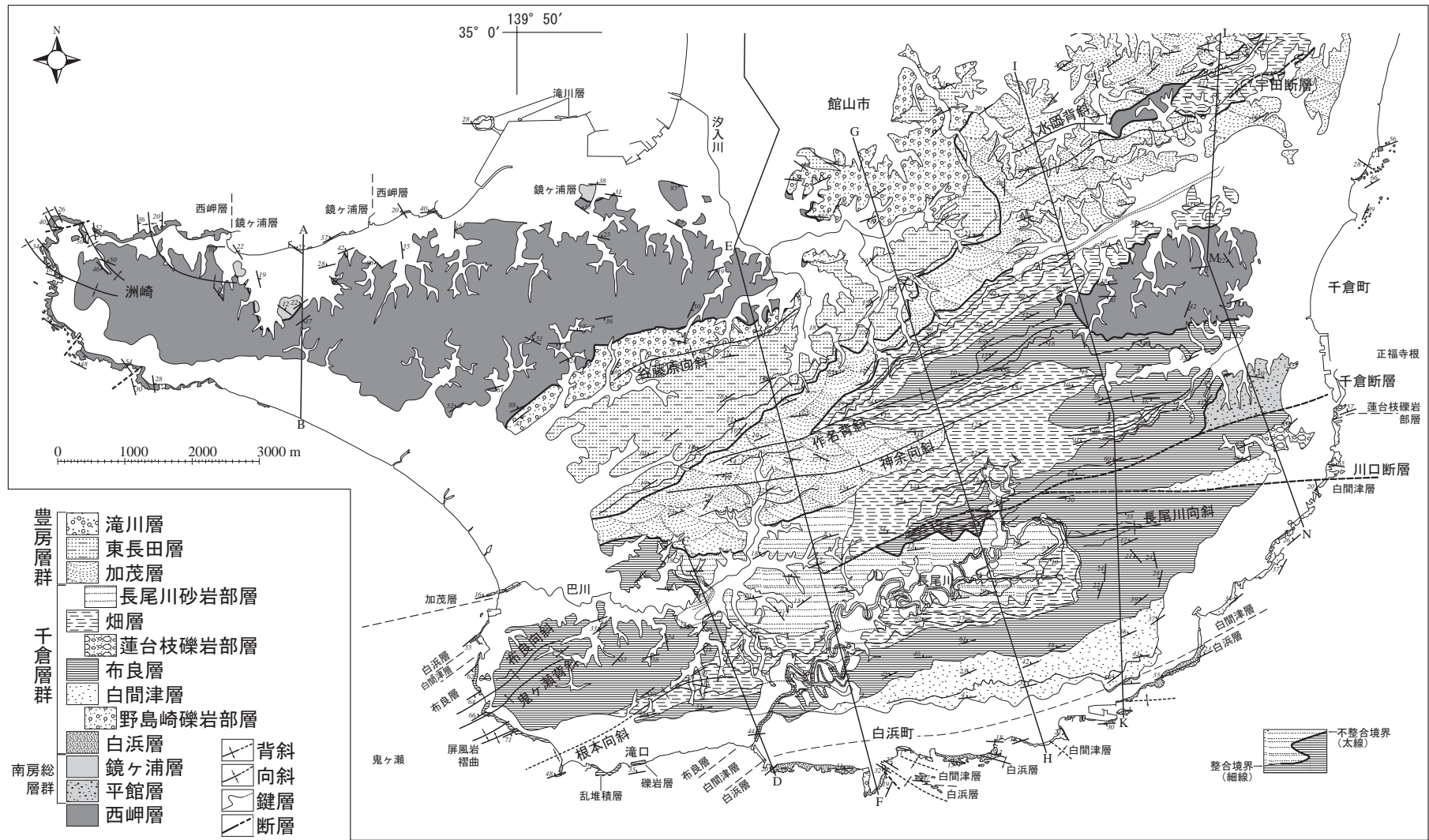
つくる作名背斜や水岡背斜などの背斜構造の延長に基盤として露出し、千倉・豊房層群のつくる構造とは非調和な構造を示す。南房総層群平館層も千倉層群のつくる背斜構造に調和的に分布し千倉層群布良層に不整合に覆われる。南房総層群鏡ヶ浦層は、露出が局所的で詳細は不明であるものの、西岬層のつくる向斜構造に調和的に分布する。

西岬層は、他の地層に比べ著しい変形を被った地層であり、スラストに伴う露頭規模の繰り返しが普遍的に観察される。上限及び下限が不明なため全層厚は不明だが、海岸地域において少なくとも400mの層厚を持つ。なお、西岬層は、本図幅地域の北側の那古図幅地域(鈴

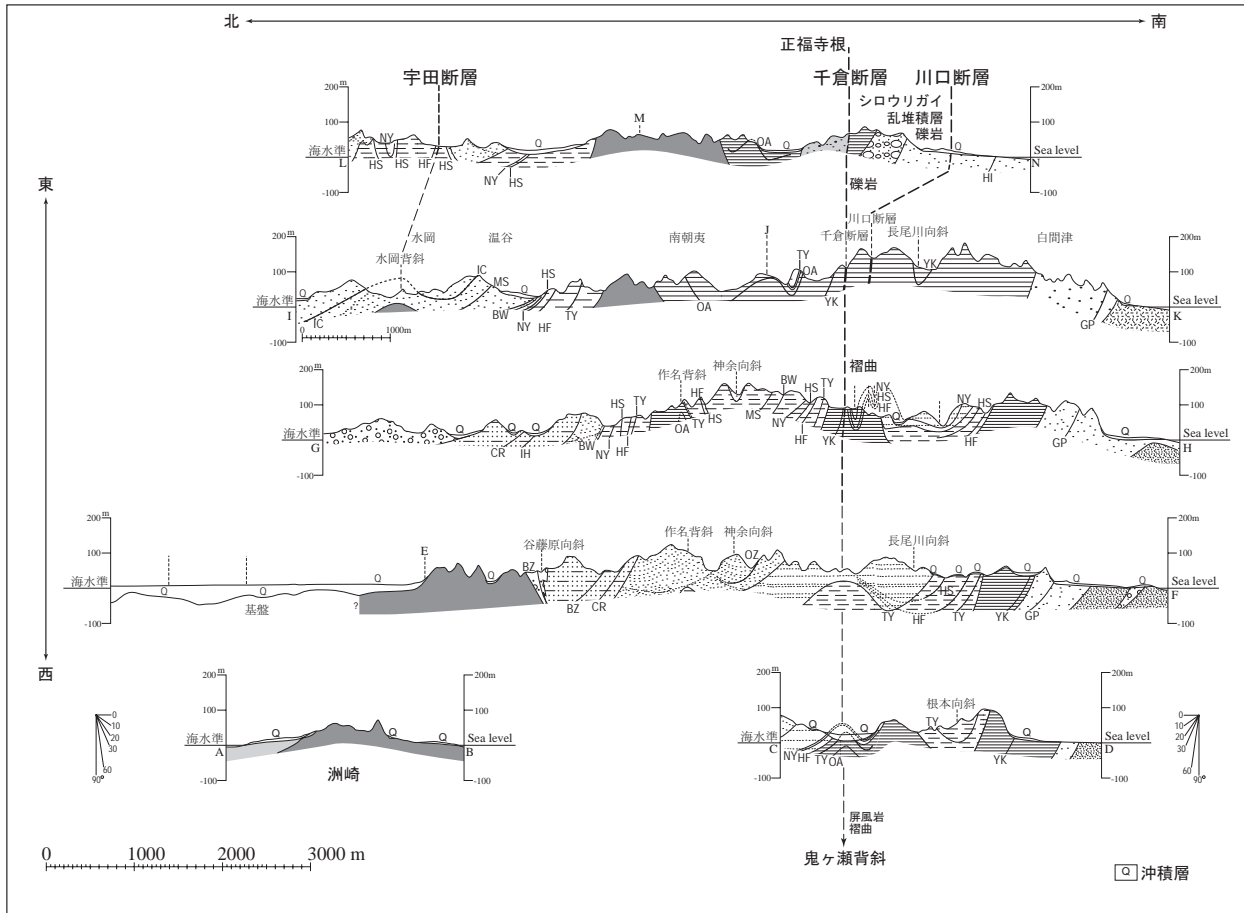
木ほか、1990)の館山市福沢(本報告の石堂断層の南側)及び南房総市丸山町安馬谷(本報告の宇田断層の北側)にも分布する。

南房総層群は、露出が局所的なため全層厚は不明だが、平館層・鏡ヶ浦層共に少なくとも300m以上の層厚を持つ。なお、西岬層と南房総層群平館層の一部は同時異相関係にあると考えられる(第2.5図)。南房総層群は、下位から(北方から)岩井袋層、東層、原岡層、小浜層、小浦層、石堂層、そして本地域の平館層と鏡ヶ浦層からなる(本報告、付記参照)。

千倉層群は、下位から白浜層、白間津層、布良層、畑層に区分され、白浜層には野島崎礫岩部層、布良層には



第2.3図 館山地域の地質図



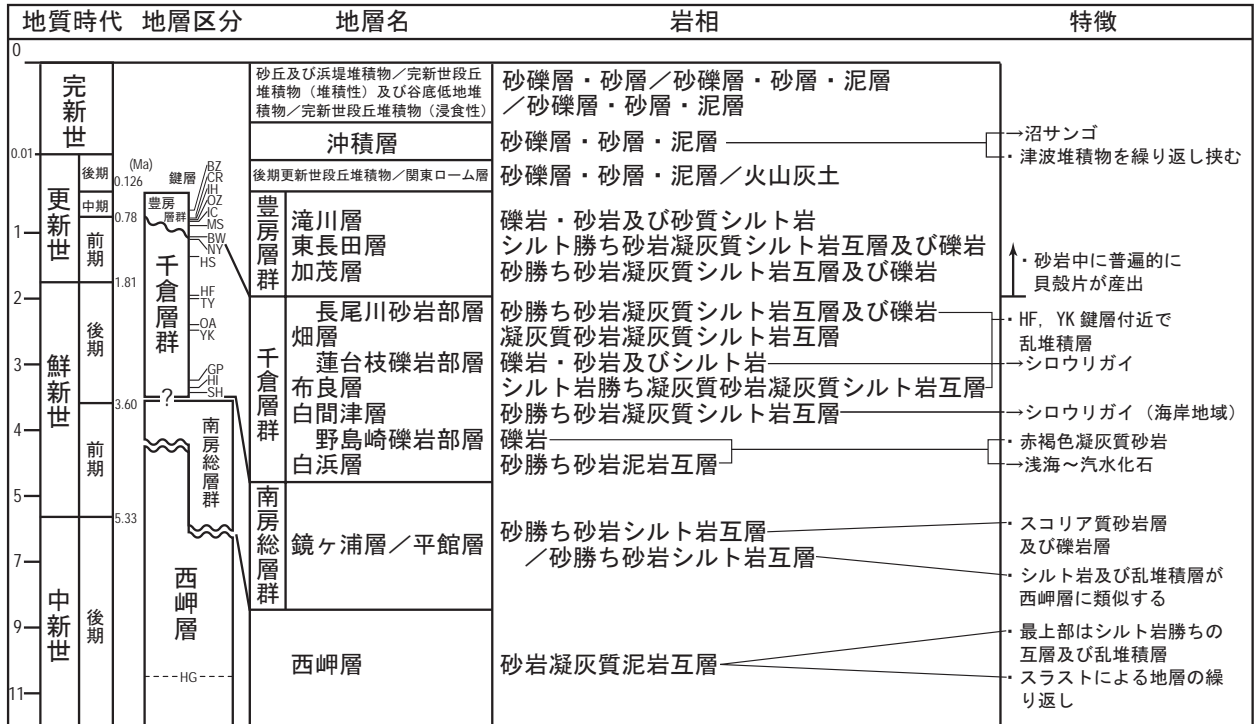
第 2. 4 図 館山地域の地質断面図
各断面の位置は地質図 (第 2. 3 図) に示す。

蓮台枝礫岩部層、畑層には長尾川砂岩部層が発達する。千倉層群は、下限が不明なだけでなく、褶曲を越えた岩相の側方変化及び層厚変化が著しく、褶曲による繰り返しも多いため、全層厚については不明だが 1,000 m 程度の層厚を持つと考えられる。なお、本地域の北側には、小竹 (1988) による千倉層群嵯峨志層と根方層が分布する。

豊房層群は、下位から加茂層、東長田層、滝川層に区分され、加茂層下部は千倉層群畑層上部と同時異相関係にある。千倉・豊房層群は共に砂岩シルト岩互層から構成され、豊房層群は砂岩層中に貝殻片が普遍的に産出する事で千倉層群から区別される。千倉層群と豊房層群は神余向斜南翼部と宇田断層周辺地域では明確な不整合関係で接するが、それ以外の地域では調和的な分布を示す。また、豊房層群東長田層は、下位の加茂層に対して

緩い傾斜不整合関係で接する。豊房層群についても、側方変化及び層厚変化が著しいため全層厚は不明であるが、本地域の露出範囲内において少なくとも 1,000 m 以上の層厚を持つと考えられる。なお、豊房層群は本地域の北側に連続し分布する。

後期更新世の段丘堆積物は主として南房総市白浜町の長尾川流域周辺に分布する。最終氷期の谷を埋める沖積層は、おもに館山低地や千倉低地、巴川流域に分布し、最大で層厚 50 m に及ぶ。その表層は完新世の堆積性段丘の堆積物からなり、低地の離水に伴って堆積した砂丘及び浜堤堆積物が覆う。完新世の浸食性段丘の段丘堆積物は、白浜町から南房総市千倉町南部の海岸地域と館山市洲崎周辺の海岸地域において、数十 cm から 1 m 程度の薄い砂礫として分布する。



第 2. 5 図 館山地域地質総括図

地質年代については Ogg and Smith (2004) に従った。各地層の堆積年代については以下の文献に従った。
 西岬層: 土 (1987), 川上 (2001), Yamamoto and Kawakami (2005)。南房総層群: 小竹 (1988), 斎藤 (1992a), Yamamoto and Kawakami (2005)。千倉層群及び豊房層群: 小竹 (1988), 斎藤 (1992a), 小竹ほか (1995), 亀尾ほか (2003)。

第3章 西岬層 (N)

(川上俊介)

命名 成瀬ほか (1950) により「西岬累層」として提唱され、成瀬ほか (1951) により定義された。

成瀬ほか (1951) の論文を執筆し1940年代から50年代にかけて三浦・房総半島の層序・構造の研究を行った小池 清、成瀬 洋、杉村 新らのグループは、地層区分に際して高次の層序単元から「累層群・層群・亜層群・累層・層 (Formation)・部層・単層」の区分を用いている (小池・村井 (1950) など)。一方、近年の研究により、西岬層は数多くのスラストにより繰り返されて見かけ上の厚層化を受けた地層であることが判明しており、成瀬ほか (1951) の定義により見積もられた層厚から大幅に薄い地層であることが明らかになった。また、成瀬ほか (1951) では現在用いられている層序区分単位 (JIS, 2004) とは異なっている。そのため本報告では西岬層として再定義した。

なお、本報告では、岩相及び堆積年代の類似性から成瀬ほか (1951) による西岬累層と揚島シルト岩層を一括して西岬層とした。また、本報告の西岬層は、小竹 (1988) による石堂層群、斎藤 (1992a) による「石堂断層の南側に分布する天津層」に相当する。

模式地 館山市西川名から北方の洲崎にかけての海岸沿い。

成瀬ほか (1951) による定義では、「西岬村坂田-洲ノ崎間の道路」とされていたが、道路工事及び宅地造成により現在では観察が困難であるため、上記の海岸沿いの地域を新模式として設定する。

分布 館山地域では、洲崎から館山市街地南部にかけての館山市南西地域、南房総市千倉町北朝夷から南朝夷にかけて、南房総市千倉町宇田の西方地域に分布する。北側的那古地域では、館山市福沢 (本報告の石堂断層の南側) 及び南房総市安馬谷 (本報告の宇田断層の北側) にも分布する。

「地学のガイド」シリーズによる案内書で、「^{やつふじわら}切割～谷藤原付近 (B)」の巡検案内がなされており (米沢ほか, 1982)、館山運動公園の北東 (「切割」の北側) の「垂直にたった豊房累層の互層 (図 13. 3)」として紹介されている。現在では米沢ほか (1982) 図 13. 3 の露頭も「切割」の露頭も観察できないものの、「切割」の道路のすぐ東側の沢で「切割」露頭の岩相が観察される。「切割」東側の露頭は西南西-東北東の走行を持ちほぼ水平で南側に緩く傾斜する構造を持つ砂岩層優勢砂岩砂質シルト岩互層である。これは米沢ほか (1982) により紹介された豊房層群の岩相とは異なり、明らかに非調和な構造を示す。本報告では、米沢ほか (1982) 図 13. 3 の露頭は西岬層と判

断した。また、同ガイドの「足長堤付近 (H) -異常堆積」巡検の案内写真 (山本ほか, 1982) は、南朝夷地域に分布する本層の典型的露頭である。

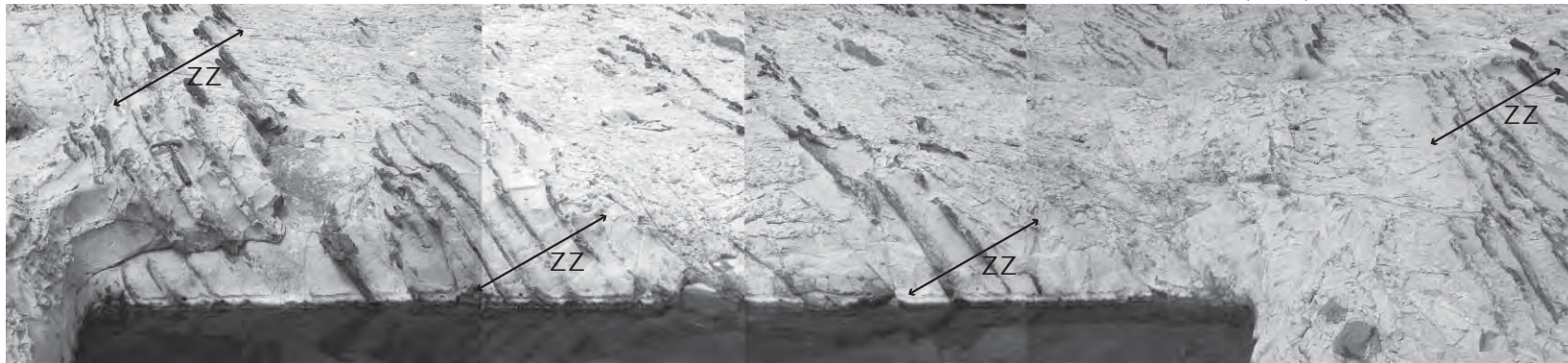
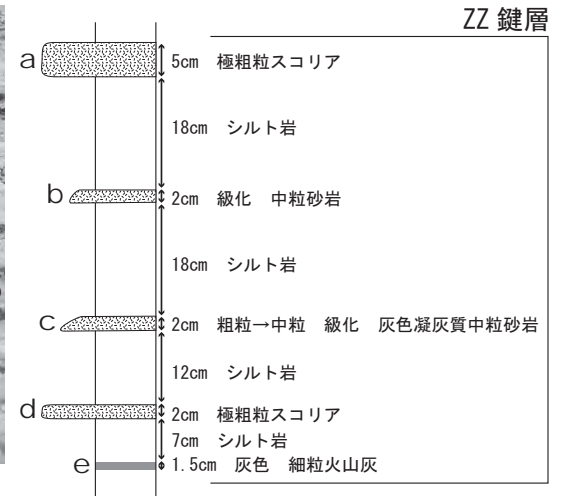
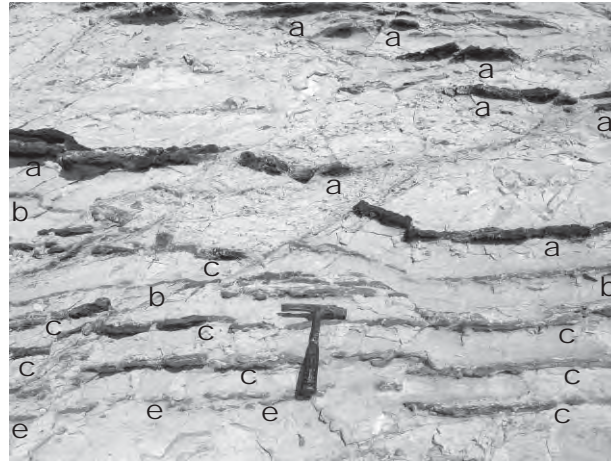
層厚 模式地の西川名から洲崎にかけての海岸地域では、少なくとも 400 m の層厚を持つ。

成瀬ほか (1951) では、西岬層の層厚は 2,000 m 以上と見積もられたが、近年、Yamamoto *et al.* (2005) により、西岬層はスラストによって同一の地層が繰り返されて見かけ上の厚層化をしていることが明らかになった。本報告でも Yamamoto *et al.* (2005) の見解に従う。

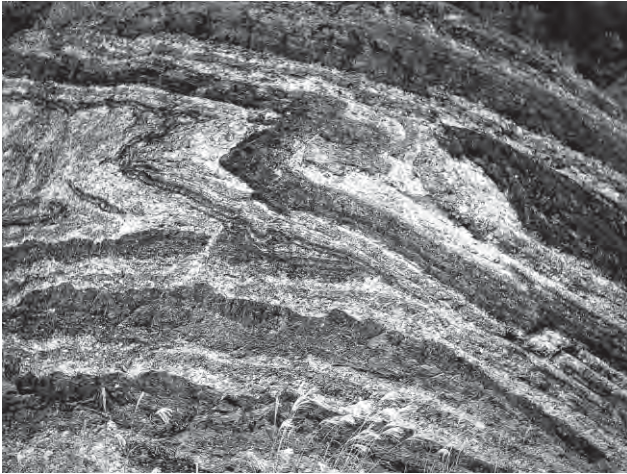
岩相 砂岩凝灰質泥岩互層を主体とし、本層下部の分布する西川名地域では砂岩層が優勢である。スラストによる地層の繰り返し (第 3. 1 図) や乱堆積層が頻繁に観察される。互層中には液状化及び流動化がところどころで観察される。まれに砂岩層中に数 cm ~ 十数 cm 大の玄武岩～安山岩角礫が含まれる。砂岩層は、層厚が数 cm ~ 数十 cm で平行葉理を発達させる中粒砂岩層と、層厚が数十 cm ~ 数 m の塊状のスコリア質粗粒砂岩層に区分される。後者の底部には逆級化が普遍的に発達する。泥岩層中には生痕化石が普遍的に発達し、一見すると塊状に見えるものの生物擾乱を受けていることが認められる。泥岩層中には脈状構造や数 mm 幅の暗灰色の面なし断層といった変形構造も頻繁に観察される。一般的に西岬層の泥岩は明灰色を呈するが、風化していない場所では青灰色を呈する。西岬層の最上部は模式地の南東の小沼海岸に露出しており、ここでは乱堆積層が発達し、細粒部は平館層や鏡ヶ浦層に類似したシルト岩になる。

なお、本報告では細粒堆積物について、Tucker (1982) による砂・シルト・粘土の混合比に基づいた堆積物の分類に従い、シルト岩と泥岩を区別して用いる。

南房総層群、千倉層群、そして豊房層群といった近接する地層と構成する岩相は一見類似するが、西岬層の主体を構成する細粒堆積物は泥岩に区分される岩石であり、より上位の地層の互層をなすシルト岩とは区別される。海岸地域ではスラストにより頻繁に繰り返される西岬層と連続的なより上位の地層群は明確に識別される。また、内陸地域では、風化を受けた西岬層の泥岩は、1 cm ~ 数 cm 大のサイコロ状に細裂破碎されるため他の地層群と識別される (第 3. 2 図)。しかし、風化を受けていない新鮮な西岬層の岩相は、より上位の地層との識別が困難である。また、宇田断層の西側に分布する地層は、西岬層、千倉層群畑層、そして豊房層群加茂層の三者が断層の影響を受けて破碎されて野外における識別が困難



第3.1図 典型的な西岬層の岩相
 泥勝ち砂岩泥岩互層。扶在される黒色のスコリア層がスラストによって何度も繰り返される。ZZ 鍵層は西川名海岸のHG 鍵層の数十 m 上位側にのみ観察される。写真は西川名漁港西岸。



第3. 2図 西岬層の露頭写真

写真は南朝夷地域北方、著しく乱れた構造を示す泥岩が乱堆積層の基質となり、層厚20～50cmのスコリア質砂岩層がブロックを形成する。左：基質をほとんど含まない楔状の乱堆積層、右：泥質基質支持の乱堆積層。

である。その場合は、本報告では放散虫化石群集によって地層を区分した。

層序関係 南房総層群鏡ヶ浦層、千倉層群布良層・畑層、そして豊房層群加茂層・滝川層に不整合に覆われる。

館山市小沼の海岸地域から土(1987)により本層において最も新しい下部鮮新統の有孔虫化石が報告されており、南房総市千倉町南朝夷地域から川上(2001)により上部中新統上部の放散虫化石群集が報告されている。現段階では未だ散点的であるものの、分布域南端部において西岬層最上部が露出していることが示唆される。

化石 大型化石の産出は報告されていないが、泥岩から有孔虫、放散虫、石灰質ナノ化石が産出する。

堆積年代 後期中新世～前期鮮新世(9.9Ma～4.18-5.20Ma)。

本地域に分布する西岬層の最下部は川上(2001)及びYamamoto and Kawakami(2005)による放散虫化石層序検討から西川名海岸の南端にあると報告されており、西川名漁港の南側の試料の層位学的検討から *Cyrtocapsella japonica* (Nakaseko) の最終出現層準(9.9Ma: Kamikuri *et al.* (2004)) が認められている。また、土(1987)により、館山市小沼海岸の泥岩試料(土(1987)の「Loc. 伊戸」の試料)から有孔虫 *Globigerina nepenthes* Todd と *Sphaeroidinella dehiscens* (Parker and Jones) の共産関係が報告されており、斎藤(1999)による *G. nepenthes* の絶滅(4.18Ma)と *S. dehiscens* の出現(5.20Ma)から西岬層の

最上部は4.18-5.20Maのどこかに相当すると考えられる。

対比 南房総層群岩井袋層中～上部、石堂層、原岡層、小浜層、小浦層、平館層下部に対比される。また、嶺岡構造帯の北側に分布する安房層群天津層及び清澄層にも対比される。

凝灰岩鍵層 HG 鍵層(付図 第7図)。

館山市西川名漁港の南側及び南房総市千倉町白子漁港南側の河口北岸にHG鍵層が露出する。西川名ではスコリア質の厚層砂層の優勢する砂岩泥岩互層中に観察されるのに対して、白子地域では泥岩優勢砂岩泥岩互層中に観察される。なお、白子地域のHG鍵層周辺では乱堆積層が観察される。

関連文献

層序: 成瀬ほか(1951), 千葉県企画部企画課(1971), 千坂・山崎(1972), 山本ほか(1982), 米沢ほか(1982), 小竹(1988), 斎藤(1992a), 川上(2001)。

岩石: 斎藤(1992b)。

構造: 小川(1980), 土(1987), Pickering *et al.* (1990), Yamamoto and Kawakami(2005), Yamamoto *et al.* (2005), Yamamoto(2006)。

化石: 成瀬ほか(1951), 房総研究グループ(1957), 房総・三浦研究グループ(1958), 米谷(1972), 藤岡ほか(1984), 柴・花田(1985), 土(1987), 小竹(1988), 斎藤(1992a), 川上(2001), Yamamoto and Kawakami(2005)。

第4章 南房総層群

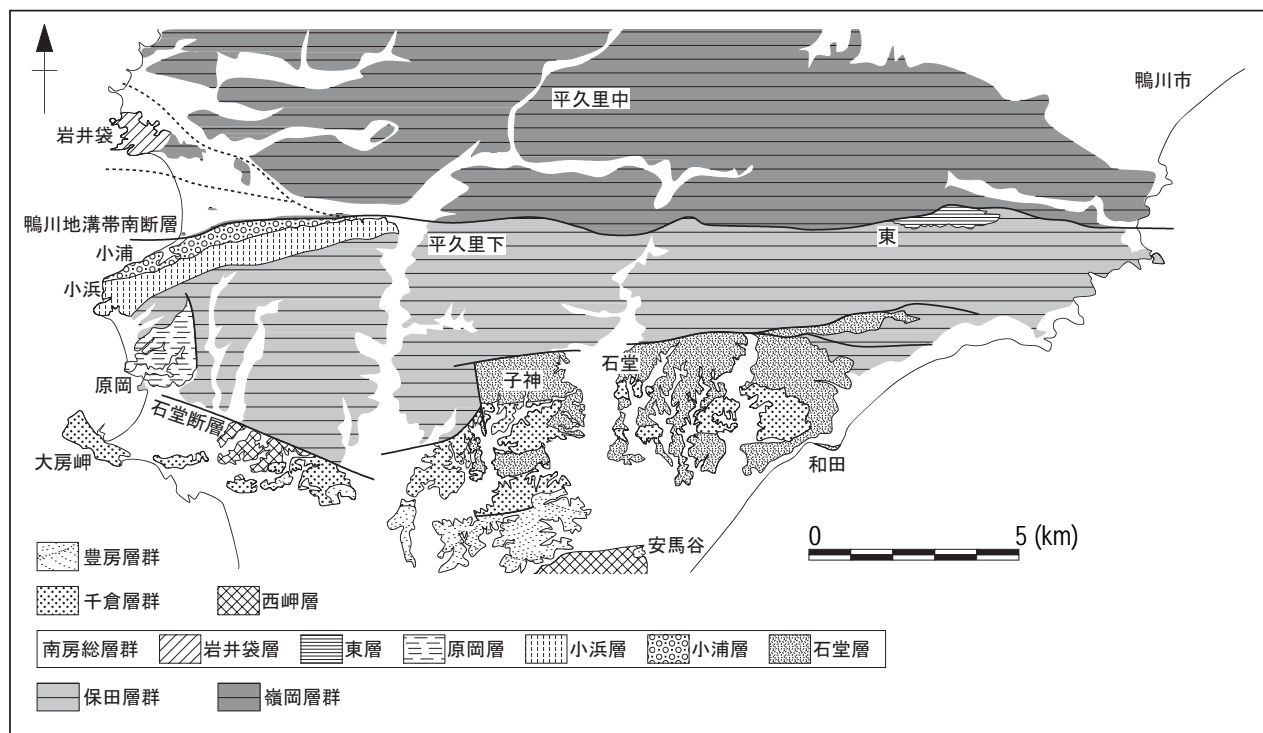
(川上俊介)

南房総層群 (新称)

本報告により新称した。嶺岡構造帯以南に分布する砂岩泥岩互層あるいは砂岩シルト岩互層を主とする堆積物のうち、中期中新世～前期鮮新世にかけての堆積年代を示し、嶺岡層群、保田層群、そして西岬層の分布域中に短軸の幅数百m～数kmの大きさの小堆積盆を形成して分布する堆積物について南房総層群と定義する。下位の嶺岡層群、保田層群、西岬層は南房総層群の地層に比べて明らかに強い変形を被っており識別され、また数箇所において不整合に覆うことから区別される。上位の千倉・豊房層群とは岩相が類似するものの明確に不整合に覆われることから識別される。南房総層群は分布域・年代の違いから下位より岩井袋層、東層、石堂層、原岡層、小浜層、小浦層、平館層、鏡ヶ浦層に区別される(第4.1図)。館山図幅地域には、平館層及び鏡ヶ浦層が分布する。

南房総層群は川上(2003)及びKawakami(2003)により提唱された「南総層群」と同一である。本地域北側の那古地域(鈴木ほか, 1990)や鴨川地域(中嶋ほか, 1981)では、露頭規模の複雑な断層や褶曲を示す保田層群(鴨川地域では「嶺岡山地南側の安房層群」)中に、分布の短

軸の幅が数百m～数kmの正常堆積物が点在する事が知られていた。Kawakami(2003)では、それらの点々と存在する地層の野外調査と年代検討を行い、海溝陸側斜面堆積盆としての独立した層序区分の必要性を提唱した。南房総層群を構成する地層は、保田層群や西岬層といった著しい変形を受けた地層を基盤として中期中新世から前期鮮新世にかけて断続的かつ独立して発達した小海盆の堆積物であり、その命名に際して分布域全域を示す地域名が妥当であった。南房総層群の分布域は、2006年3月19日まで安房郡として行政区分されており、「安房」層群の名称が妥当であったが、安房層群の名称は小池(1952, 1957)、そして中嶋ほか(1981)により保田地域北側から那古地域にかけての地層(本報告による保田層群と安房層群を合わせた地層)に対して使用されていた。そこで、川上(2003)では南房総全体を総称する「南総」の名称を使用した。しかし、「南総」は国土地理院発行の地形図に使用されている名称ではないため有効性を欠いていた。そして、2006年3月20日より房総半島南部の7町村(富浦町、富山町、三芳村、白浜町、千倉町、丸山町、和田町)が合併され南房総市が制定されたため、本報告では地層区分名として南房総層群という名称を提唱した。



第4.1図 館山地域の北側に分布する南房総層群の地質図

4.1 平館層 (M₁)

命名 成瀬ほか (1951) による。

成瀬ほか (1951) では本層を「千倉累層」に含めたが、小竹 (1988) では微化石検討による堆積年代の差異から千倉層群から区別した。その後、斎藤 (1992a) では「三浦層群」の地層区分に帰属させたが、斎藤 (1992a) による「三浦層群」の区分は明らかに前弧海盆の堆積物と海溝陸側斜面下部堆積盆の堆積物と付加体堆積物が混在している。本報告では、前弧海盆堆積物と海溝陸側斜面下部堆積盆堆積物と付加体堆積物を区分して扱っており、層群名の混同を避けるため敢えて「三浦層群」の区分を用いず、岩相・分布形態・年代の類似性から本層を南房総層群に含めた。

成瀬ほか (1951) による平館砂岩層、小竹 (1988)・斎藤 (1992a) による平館層に相当する。

模式地 南房総市千倉町岡瀬田南方の谷 (成瀬ほか, 1951)。

分布 南房総市千倉町平館西方の内陸部に主として分布し、千倉漁港北岸に点々と露出する。

層厚 少なくとも 350 m の層厚を持つ。

岩相 下部は暗灰色を示す凝灰質粗粒砂勝ち砂岩シルト岩互層からなる。下部の粗粒砂岩層はしばしば 1 m を超す層厚を示し、しばしば細礫～中礫大のスコリアを特徴的に含む。上部は南朝夷南方から平館北方にかけての沢や道路沿いで観察され、明灰色シルト勝ち砂岩シルト岩互層を主として、しばしば乱堆積層として観察される。

平館層上部は、その北方に分布する南朝夷地域の西岬層と類似するが、分布が千倉層群によって隔てられるため区別される。

層序関係 下限は千倉断層を境にして布良層と接するため不明である。千倉層群布良層に不整合に覆われる。

化石 大型化石の産出は報告されていないが、シルト岩から有孔虫、放散虫、石灰質ナノ化石が産出する。

年代 後期中新世～前期鮮新世 (5.6Ma ~ 3.75Ma)。

斎藤 (1992a) により、平館層上部は石灰質ナノ化石 *Discoaster berggrenii* 及び *Discoaster quinquerramus* が産出せず *Reticulofenestra pseudumbilicus* が産出することから CN10-11 帯 (5.6Ma ~ 3.75Ma : 斎藤, 1999) のどこかにおける堆積が示唆された。

対比 西岬層最上部及び南房総層群鏡ヶ浦層に対比される。また、嶺岡構造帯の北側に分布する安房層群清澄層及び安野層にも対比される。

関連文献

層序と化石 : 成瀬ほか (1951), 小竹 (1988), 斎藤 (1992a)。

他に層序について千葉県企画部企画課 (1971) がある。

4.2 鏡ヶ浦層 (M₂)

命名 成瀬ほか (1951) による。

成瀬ほか (1951) では本層を「千倉累層」に含めたが、斎藤 (1992a) 及び Yamamoto and Kawakami (2005) による堆積年代検討から、千倉層群とは明確に年代差があるため区別した。成瀬ほか (1951), 鈴木ほか (1990), 斎藤 (1992a) では、本地域北側の館山市那古から大房岬にかけて分布する厚いスコリア質粗粒砂岩層・礫岩層についても本層に含めている。しかし、スコリア質粗粒砂岩層を主体とする岩質は類似するものの、大房岬の砂岩層はメガリッブルを構成し貝殻片等の大型化石片を産することから、本層からは区別される。同様に斎藤 (1992a) では、小竹 (1988) による嵯峨志層についても本層に含めたが、本報告では小竹 (1988) に従う。なお、成瀬ほか (1951) 及び千坂・山崎 (1972) では、館山市西南部の沖ノ島周辺の砂岩礫岩層についても本層に含めたが、斎藤 (1992a) により沖ノ島周辺の地層から豊房層群の堆積年代に相当する石灰質ナノ化石が得られているため本報告では鏡ヶ浦層から区別した。

模式地 館山市宮城南方の切割 (成瀬ほか, 1951)。

現在では館山市宮城の館山海軍航空隊の戦跡「赤山地下壕跡」で典型的な鏡ヶ浦層が観察される。

分布 館山市加賀名の平野部から、その海岸地域にかけて、そして宮城南方を含めた館山市街地南部の丘陵部に点在して分布する。

層厚 少なくとも 300 m の層厚を持つ。

岩相 砂勝ち砂岩シルト岩互層を主とする。下位の西岬層を不整合に覆う波左間東岸及び加賀名周辺では、チャートや泥岩の細礫から中礫大の円礫を含む 1 m ~ 数 m の層厚を持つスコリア質粗粒砂岩と数十 cm のシルト岩との互層が観察される (第 4.2 図)。また、加賀名の住宅街や加賀名の海岸地域ではスコリア質粗粒砂岩層に加えて乱堆積層がしばしば観察される。

館山市街南部の沖ノ島周辺地域では、豊房層群滝川層と本層が点在して分布する。本層は滝川層に比べて硬質であり粗粒堆積物の淘汰がよく傾斜が急であるため識別される。

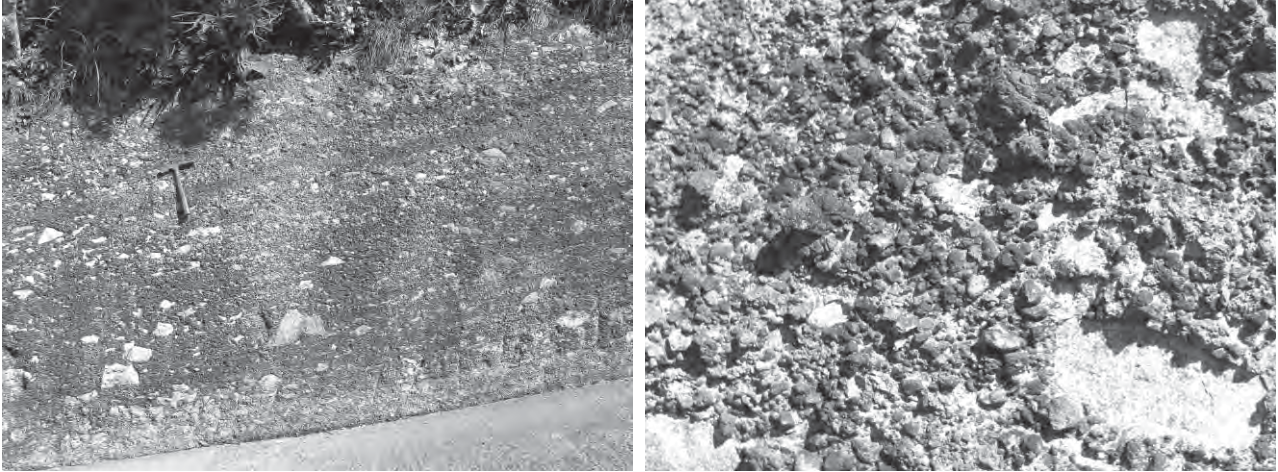
層序関係 西岬層を不整合に覆う。

館山市加賀名の光明院の西側の沢、同加賀名南西の住宅街の露頭、そして西岬小学校南方の露頭で不整合が観察される。

化石 大型化石の産出は報告されていないが、シルト岩から有孔虫、放散虫、石灰質ナノ化石が産出する。

年代 後期中新世～前期鮮新世 (3.58Ma 前後)。

Yamamoto and Kawakami (2005) による古地磁気層序と放散虫生層序検討により波佐間東岸に分布する鏡ヶ浦層最下部層は Gauss・クロンの基底面 (3.58Ma : Cande and Kent, 1995) を含むことが示唆されており、この事は斎藤 (1992a) の本層が石灰質ナノ化石層序による CN12/CN11 境界基準面 (3.75Ma : 斎藤, 1999) を含むという指摘と調和的である。



第4.2図 鏡ヶ浦層の露头写真
写真は加賀名の光明院の参道。露头下方に20～30cmのシルト岩角礫が観察される。右側は拡大写真。

対比 南房総層群鏡ヶ浦層に対比される。また、嶺岡構造帯の北側に分布する安房層群安野層にも対比される。

関連文献

層序：成瀬ほか（1951）、千葉県企画部企画課（1971）、

千坂・山崎（1972）。他に斎藤（1992a）は層序と化石、Yamamoto and Kawakami（2005）は層序と構造について報告している。

第5章 千倉層群

(川上俊介)

成瀬ほか (1950) により「千倉累層」として提唱され、その後、成瀬ほか (1951) により「千倉累層」を構成する各層についての記載がなされた。

成瀬ほか (1951) では、保田層群 (第 2. 1 図) 以南に分布する「西岬累層」と「揚島シルト岩」を除いた地層のうち「豊房累層」に部分的に不整合に覆われる地層について「千倉累層」と示唆された。また、三梨ほか (1979) 及び渋谷・品田 (1986) は「千倉層」と「豊房層」間の不整合境界を「黒滝不整合」に対比した。その後、中尾ほか (1986)、小竹 (1988)、斎藤 (1992a) では詳細な岩相変化と微化石年代を明らかにし、独立した層序区分として「千倉層群」を再定義した。本報告では中尾ほか (1986) らの見解に従う。

館山地域に分布する千倉層群は上部鮮新統から下部更新統にかけての地層から構成され、下部より白浜層、白間津層、布良層、畑層からなる。他に千倉層群の地層は本地域の北側の石堂断層南に嵯峨志層及び根方層が西岬層と豊房層群に隔てられて分布する (小竹, 1988)。白浜層、布良層、畑層はそれぞれ野島崎礫岩部層、蓮台枝礫岩部層、長尾川砂岩部層を含む。なお、布良層と畑層は同時異相関係であり、畑層上部は豊房層群加茂層下部と同時異相関係である。本地域の千倉層群は、東北東-西南西の褶曲及び断層により層序を繰り返しながら、北方ほどより上位の地層が露出する。なお、小竹 (1988) 及び斎藤 (1992a) では、本報告で用いた層序区分の他に南朝夷層及び真野層という層序区分も用いたが、凝灰岩鍵層の追跡による同時異相の認識と岩相の類似から、南朝

夷層は布良層に、真野層は畑層に含めた。

5. 1 白浜層 (C₁)

命名 成瀬ほか (1951) による。

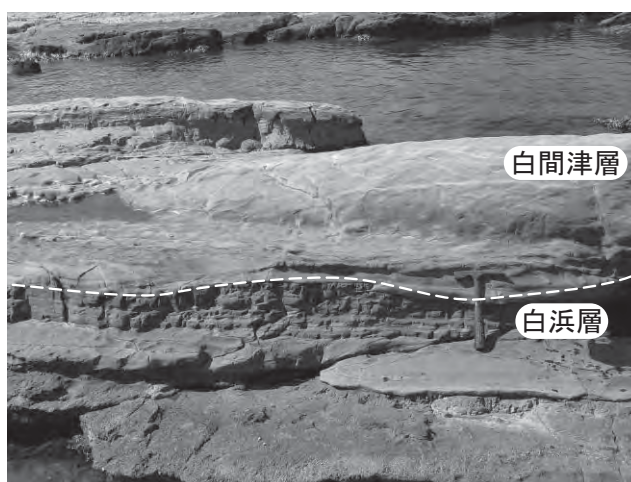
成瀬ほか (1951) の「白浜互層」と「野島岬凝灰質礫岩層」を一括して小竹 (1988) により再定義された。本報告では小竹 (1988) に従う。

模式地 南房総市千倉町白間津南方から白浜町乙浜にかけての海岸沿い (小竹, 1988)。

分布 模式地から西側の南房総市白浜町川下にかけての海岸沿い及び館山市布良漁港北岸に分布する。

層厚 少なくとも 100m の層厚を持つ。

岩相 砂勝ち砂岩泥岩互層からなる。砂岩は、主として赤褐色を呈する玄武岩～安山岩質火山砕屑性粗粒砂岩からなり、数十 cm から数 m の層厚を持ち土石流堆積物 (debris flow product: Shanmugam and Moiola, 1995) の堆積構造を示す (第 5. 1 図)。砂岩層中には、しばしば細～中礫からなる安山岩角礫を主としたレンズ状の礫岩層が発達する。なお、小竹 (1988) による SH 鍵層上方の礫層が側方に厚層化・粗粒化し野島崎で野島崎礫岩部層となる。泥岩は、主として数 cm の層厚からなる暗灰色泥岩からなる。白浜層の典型的な露頭写真は、小竹 (1997) 及び伊藤ほか (2005) にカラーで掲載されており、「地学のガイドシリーズ 14: 続千葉県 (1982)」の表紙には野島崎の航空写真がカラーで掲載されており、白色の火山灰層と野島崎礫岩部層の関係が確認される。



第 5. 1 図 千倉層群白浜層と千倉層群白間津層の露頭写真
写真は白間津海岸。右側は地層境界の拡大写真。



第5.2図 千倉層群野島崎礫岩部層の露頭写真
写真は野島崎西岸。右側は礫岩の拡大写真。スケールは1m.

白浜層は、特徴的な赤褐色の砂岩により明瞭に他の地層と識別される。また、白浜層中には鉱物脈が分布域全域にわたって観察され、上位の白間津層には見られない(井上ほか, 2002)。なお、布良漁港北岸に分布する本層は上記の赤褐色粗粒砂岩からなり白間津層のシルト岩と互層する。同様に、模式地北方の白間津層の北側でも白浜層の砂岩層とその上位の白間津層のシルト岩層が互層する。これらの白間津層に挟まれる白浜層の砂岩層中には鉱物脈は観察されない。

層序関係 下限は海中に没するため不明である。白間津層に整合に覆われる。

化石 砂岩層中から材化石、二枚貝化石(*Glycymeris yessoensis* (Sowerby))などの貝化石片、サメの歯化石が産出する。泥岩から有孔虫、放散虫、珪藻、石灰質ナノ化石が産出する。

年代 後期鮮新世。

白浜層から産出する微化石は非常に保存が悪く、微化石層序検討がなされていない。綱川・小林(1984)は、野島崎に分布する火山岩礫(本報告の野島崎礫岩部層)からK-Ar年代測定値2.6Ma~3.4Maを報告している。また、蟹江ほか(1997)により野島崎東方の上位の白間津層中のシルト岩から石灰質ナノ化石帯CN11帯最上部(3.68Ma:亀尾ほか, 2003)の群集が報告されている。両者の年代は幾分食い違っているものの、白浜層の年代はおおよそ後期鮮新世に相当すると考えられる。

対比 嶺岡構造帯の北側に分布する安房層群安野層に対比される。

凝灰岩鍵層 SH鍵層(付図 第8図)。

関連文献

層序:成瀬ほか(1951),千葉県企画部企画課(1971),小竹(1988, 1992c, 1997),斎藤(1992a),小竹ほか(1995)。岩石:綱川・小林(1984),小泉ほか(1990)。構造:井上ほか(2002)。

化石:千葉県地学教育研究会(1968)。

堆積:Stow *et al.* (1998)。

鍵層:小竹ほか(1999)。

巡検案内書:千葉県地学教育研究会(1954),山口(1974),前田ほか(1979),高野ほか(1993),伊藤ほか(2005)。

5.2 野島崎礫岩部層(C₂)

命名 成瀬ほか(1951)による。

斎藤(1992a)により再定義された。

模式地 南房総市白浜町野島崎西岸(斎藤, 1992a)。

分布 模式地にのみ分布する。

層厚 少なくとも50mの層厚を持つ。

岩相 主として火山角礫からなる不淘汰礫岩層からなる(第5.2図)。火山角礫は細礫~巨礫大の玄武岩~安山岩である。本部層は円礫も多量に含み、安山岩、玄武岩、閃緑岩、トータル岩、斑れい岩、砂岩、シルト岩、頁岩、チャート、緑色凝灰岩からなり、巨礫大の泥岩偽礫が頻りに観察される。

層序関係 白浜層中のSH鍵層上位の礫岩層が側方に厚層化・粗粒化したものである。

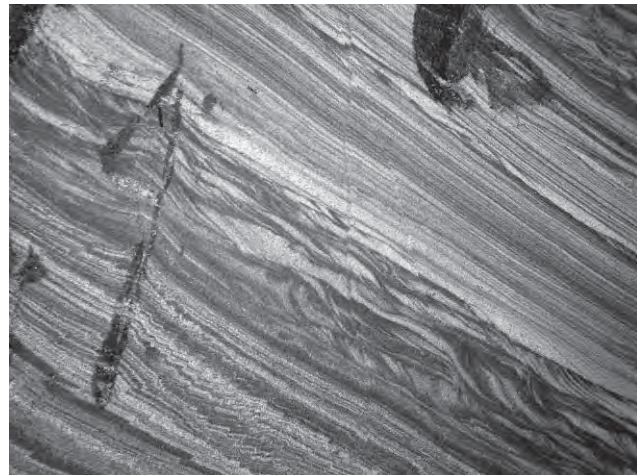
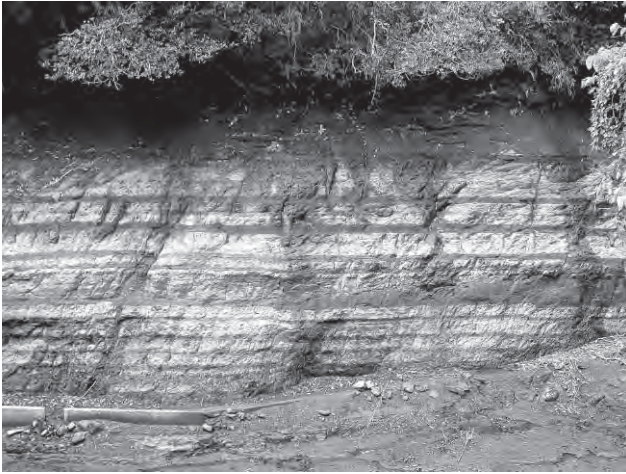
化石 二枚貝化石(*Glycymeris yessoensis* (Sowerby))などの貝化石片、サメの歯化石が産出する。赤色チャートから下部白垂系の放散虫化石が産出する。

5.3 白間津層(C₃)

命名 小竹(1988)による。

南房総市千倉町南端部から西方の館山市布良にかけて分布する「畑互層及び青木凝灰質砂層(成瀬ほか, 1951)」を小竹(1988)が定義した。

模式地 南房総市千倉町白間津漁港西側の港口から南に約500mにかけての海岸(小竹, 1988)。



第 5. 3 図 典型的な千倉層群の砂岩シルト岩互層

左上：千倉層群白間津層，林道畑線，右上：千倉層群畑層，滝山西部，左下：白間津層の凝灰質砂岩層，南から北への古流向を示す，林道畑線，右下：左側の砂岩層の拡大写真，写真の右側が北側。

分布 根本向斜の南翼，布良向斜の北翼，そして千倉断層と川口断層に挟まれた地域に分布する。

層厚 200 ～ 400 m の層厚を持つ。

岩相 砂勝ち砂岩凝灰質シルト岩互層からなる。白間津層は上方細粒化・薄層化を示す。白間津層下部は模式地の白間津海岸（第 5. 1 図）で観察され，数十 cm ～数 m の層厚のスコリア質粗粒砂岩が優勢で，しばしば砂質基質支持の砂礫層を挟む。海岸地域に分布する白間津層には乱堆積物層が発達し，そこにシロウリガイ化石が産出する（間嶋ほか（1992）など）。中～上部は南房総市白浜町の林道畑線（ルート 12：第 5. 8 図）で観察され，層厚 10cm ～数十 cm のリズムカルな等量互層（第 5. 3 図左上）をなし，まれに層厚 10 m を超す厚い砂岩層を挟在し，次第に上方細粒化・薄層化して布良層に漸移する。本層下部ほど土石流堆積物からなる厚層砂層が発達し，中～上位では古典的ブーマ・シーケンスが観察される混濁流堆積物（turbidity current product：Shanmugam and Muiola, 1995）の方が頻繁に観察される。砂岩層は黒～暗褐色を示し，シルト岩層は明灰色～青灰色を示す。ま

た，全層準を通じてシルト岩中には生痕化石が普遍的に観察される（小竹（1995）など）。白間津層中に観察される砂岩層の斜交層理の示す古流向は南から北に向かうものが多く観察される（第 5. 3 図下）。東側ほど層厚が厚く最大で 200 m 程（ルート 14：第 5. 9 図）になり，西側ほど薄く 100 m 程になる（ルート 7：第 5. 8 図）。

なお，第 5. 3 図に示したような南から北に向かう古流向は Stow *et al.*（1998）にも報告されており，卜部（1997）により示された豊房層群の古流向や房総半島を含む海溝陸側斜面の方向とは逆方向になる。これは Pickering and Hiscott（1985）や Pickering *et al.*（1992）により報告されている堆積の流れの反射現象（reflection current）を示していると考えられる。

白間津層は，下位の白浜層と砂岩層の色から明瞭に識別される。上位の布良層及び畑層とは，漸移関係であるものの分布域の違いで区別され，同様に南房総層群鏡ヶ浦層とも類似するものの分布域の違いで区別される。白間津層の典型的な岩相及び生痕化石は小竹（1997）にカラー写真で掲載されている。

層序関係 白浜層を整合に覆い、布良層に整合に覆われる。
化石 下部の海岸地域の乱堆積層中からシロウリガイ化石、シルト岩中にまれに溶解した貝殻片が産出する。また、シルト岩中から有孔虫、放散虫、珪藻、石灰質ナノ化石が産出する。

年代 後期鮮新世 (3.68Ma ~ 3.31Ma)。

蟹江ほか (1997) によりシロウリガイの産出する本層下部の石灰質ナノ化石が検討され、野島崎東部の白間津層下部から石灰質ナノ化石帯 CN11 帯最上部 (~3.68Ma) の群集が報告されている。また、亀尾ほか (2003) により布良漁港南岸の布良層下部中に石灰質ナノ化石 *R. minutula* ver. A の産出上限 (3.31Ma) が報告されている。したがって、白間津層の年代は 3.68Ma ~ 3.31Ma のどこかに相当すると考えられる。

対比 嶺岡構造帯の北側に分布する安房層群安野層に対比される。

凝灰岩鍵層 HI, GP 鍵層 (付図 第 9, 10 図)。

関連文献

層序：成瀬ほか (1951), 千葉県企画部企画課 (1971), 小竹 (1988, 1992c, 1997), 斎藤 (1992a), 小竹ほか (1995)。

鉱物：千葉県立中央博物館 (2000)。

堆積：Stow *et al.* (1998)。

構造：二上ほか (2001)。

化石：シロウリガイ化石；間嶋ほか (1992), 蟹江ほか (1997), 蟹江・倉持 (2001)。生痕化石；小竹 (1988, 1989a, 1989b, 1990, 1991a, 1991b, 1992a, 1992b, 1992c, 1993, 1994, 1995)。

鍵層：小竹ほか (1999)。

巡検案内書：高野ほか (1993)。

5.4 布良層 (C_i) (再定義)

命名 小竹 (1988) による。

小竹 (1988) では、成瀬ほか (1951) による「畑互層」のうち館山市布良から南房総市千倉町川口付近まで分布するシルト勝ち砂岩シルト岩互層について布良層と定義した。本報告ではさらに、白間津層より上部の千倉層群構成層のうち細粒堆積物が優勢する地層について布良層と定義する。

なお、凝灰岩鍵層による同時性 (YK ~ OA 鍵層) と岩相の類似性から、小竹 (1988) による南朝夷層全てを本層に含めた。また、岩相の類似性から、畑地域の千倉断層と長尾川砂岩部層の間に複雑に褶曲して分布する地層についても本層に含めた。

模式地 館山市布良漁港南側の海岸のうち、漁港側約 600 m (小竹, 1988)。

分布 館山市布良から^{おおさげ}大作場にかけて、南房総市白浜町中部、そして千倉町南半部の地域に分布する。

層厚 千倉断層以南の地域では 200 ~ 300 m で、以北で

は 300 m の層厚を持つ。

岩相 シルト勝ち凝灰質砂岩凝灰質シルト岩互層からなる。凝灰質シルト岩層は数 cm ~ 1 m の層厚を持ち、明灰色 ~ 青灰色を示す塊状のシルト岩からなり、生痕化石が普遍的に観察される。砂岩層は、黒 ~ 暗褐色を示す数 cm ~ 数十 cm のスコリア質砂岩からなり、平行葉理が頻繁に観察される。下位の西岬層及び南房総層群平館層を不整合に覆う南朝夷周辺地域では、不整合面の近傍数 m の上位側で数十 cm の層厚を持つ偽礫層を何枚か発達させる。なお、布良層下部の千倉漁港からその南側の忽戸にかけての海岸及び内陸部では、蓮台枝礫岩部層が発達する。

本層に挟在される YK 鍵層の前後の層準 (林道畑線 (第 5. 8 図) の西側の沢、長尾川向斜軸部、千倉断層の北側) では、層厚 1 m ~ 数 m のスコリア質砂岩層が発達する。また、根本向斜南翼から林道畑線にかけての YK 鍵層層準は、泥質基質からなる乱堆積層を発達させる。なお、林道畑線の YK 鍵層は乱堆積層中のブロックとして観察され、その露頭は Ito and Sugiyama (1989) の「Loc. H (Fig. 5)」として記載されており、YK 鍵層を含むブロックは「Brecciation Zone (Fig. 5)」中に観察される。

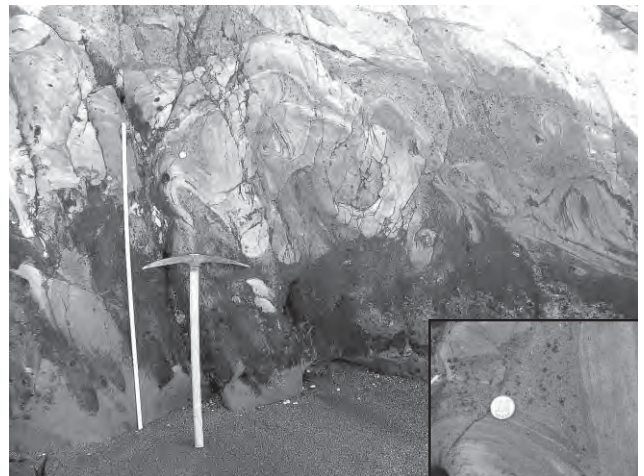
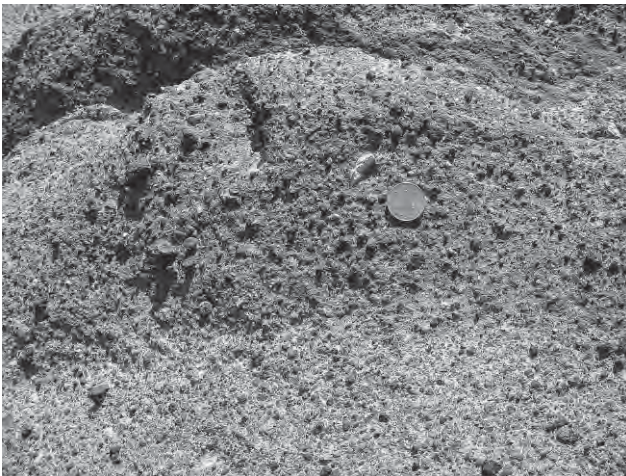
布良層の地層は、千倉断層とその西方延長の鬼ヶ瀬背斜の南側で特徴的な構造を示す。特に、畑地域の千倉断層の南側では凝灰岩鍵層 (HF ~ NY 鍵層) を追跡する事により、南北 400 m 程の地域に (千倉断層を含めて) 2 つの背斜構造が確認される (第 2. 4 図)。また、畑地域の千倉断層の南側の布良層 (ルート 13, 16, 17; 第 5. 8 図) は、凝灰岩鍵層の追跡により林道畑線 (ルート 12) に比べて半分から 5 分の 1 の層厚に変化する。この地域の布良層の細粒堆積物は他地域と比べて幾分粗粒であり砂質シルト岩となる。さらに鬼ヶ瀬背斜の南翼部 (屏風岩周辺) では 600 m 程の海岸地域に 2 つの背斜構造が確認され、それ以外にも露頭規模の褶曲構造が観察される (白浜屏風岩地質構造調査班 (1988), 高野 (1993) など)。

根本向斜南翼部の滝口海岸では、布良層中に 5 ~ 10 m の層厚のスコリア質粗粒砂岩・礫岩が発達する (第 5. 4 図)。この砂礫層中には細 ~ 中礫大のスコリア礫の他に、中礫大の貝殻片や細礫大の赤色チャートの円礫が含まれる。本岩相は南房総層群鏡ヶ浦層のスコリア質砂岩に類似する。この岩層の分布は、根本向斜南翼部の滝口海岸に限られており、現在のところ 1 層しか確認されていない。

布良層は単調なシルト勝ちの砂岩シルト岩互層から構成されることから他の地層から識別される。

層序関係 千倉町南朝夷地域で西岬層及び南房総層群平館層を不整合に覆う。白間津層を整合に覆い、畑層中 ~ 下部とは同時異相関係である。

化石 忽戸地域の礫岩 (蓮台枝礫岩部層) 中にシロウリガイ化石、シルト岩中にまれに溶解した貝殻片が産出す



第5.4図 布良層中に局所的に発達するスコリア質粗粒砂岩・礫岩
 写真は滝口南方の海岸。左上：スコリア質粗粒砂岩・礫岩。写真の左右端に布良層の泥岩が確認される。右上：下位の泥岩を砂岩が低角に覆う。左下：スコリア礫の他に貝化石片やチャートなどの礫が確認される。右下：礫岩を覆う泥岩には頻りに乱堆積構造が観察される（右下は乱堆積層の基質の拡大写真）。スケールは1 m。

る。また、シルト岩中から有孔虫、放散虫、珪藻、石灰質ナノ化石が産出する。

年代 後期鮮新世～前期更新世 (3.31Ma ~ 1.21Ma : YK ~ NY 鍵層層準付近)。

亀尾ほか (2003) により布良漁港南岸の布良層下部中に石灰質ナノ化石 *R. minutula* ver. A の産出上限 (3.31Ma) が報告されている。また、小竹ほか (1995) により、本報告の鍵層 NY 層準付近の試料 (HA11 ~ HA13 : 小竹ほか (1995) 第3図) から大型の石灰質ナノ化石 *Gephrocapsa* 属の絶滅層準 (1.21Ma : 亀尾・佐藤, 1999) を報告している。したがって、布良層の年代は 3.31Ma ~ 1.21Ma のどこかに相当すると考えられる。

対比 嶺岡構造帯の北側に分布する安房層群安野層から上総層群下部に対比される。

凝灰岩鍵層 YK, OA, TY, HF, HS, NY 鍵層 (付図第11~16図)。

TY ~ NY 鍵層にかけての層準で千倉層群畑層と同時異相関係となる。

関連文献

層序：成瀬ほか (1951), 千葉県企画部企画課 (1971), 小竹 (1988, 1992c, 1997), 斎藤 (1992a), 小竹ほか (1995)。

岩石：斎藤 (1992b)。

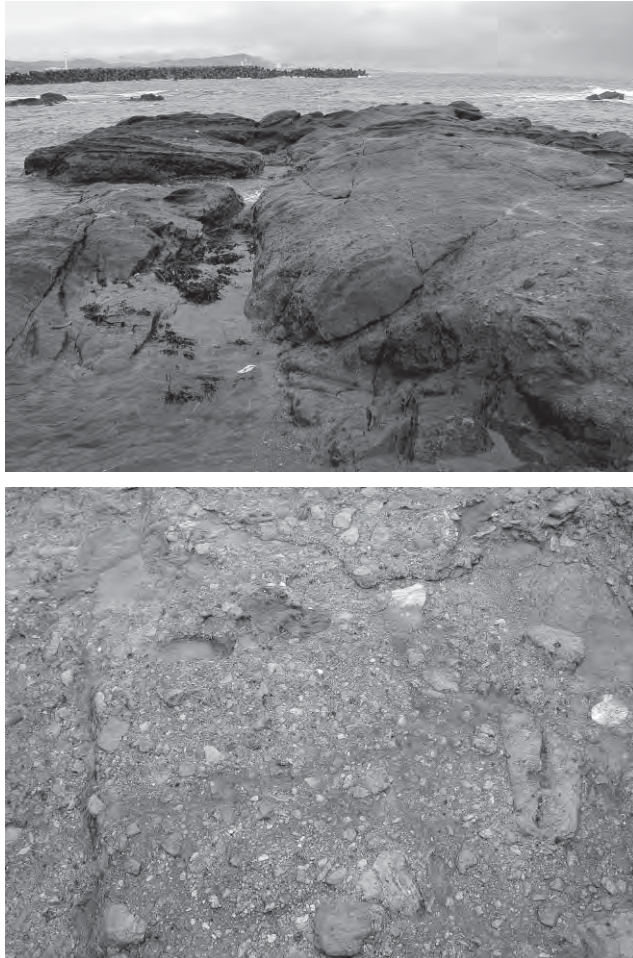
鉱物：千葉県立中央博物館 (2000)。

構造：衣笠・垣見 (1972), 小川 (1980), 白浜屏風岩地質構造調査班 (1988), 白浜屏風岩調査班 (1989), Ito and Sugiyama (1989), Pickering *et al.* (1990)。

化石：シロウリガイ化石；蟹江ほか (1997), 蟹江・倉持 (2001)。有孔虫；房総研究グループ (1957), 房総・三浦研究グループ (1958), 米谷 (1972), 前田・今宮 (1978a, 1978b), 土 (1987)。石灰質ナノ化石；白浜屏風岩地質構造調査班 (1988), 亀尾ほか (2003)。

鍵層：渋谷・品田 (1986), 安房団体研究グループ (1990), 小竹ほか (1999), 堀内ほか (2003)。

巡検案内書：山口 (1974), 小玉ほか (1991), 高野 (1993), 安房団体研究グループ (1996)。



第 5. 5 図 千倉層群蓮台枝礫岩部層

写真は忽戸北方から千倉漁港南岸にかけての海岸沿い，左上：蓮台枝礫岩部層の主部，左下：蓮台枝礫岩部層主部の拡大写真，右：蓮台枝礫岩部層下部，礫岩部層下部では，礫は下位の白間津層の構造に調和的な方向の成層構造を示す。

5. 5 蓮台枝礫岩部層 (C₅)

命名 成瀬ほか (1951) による。

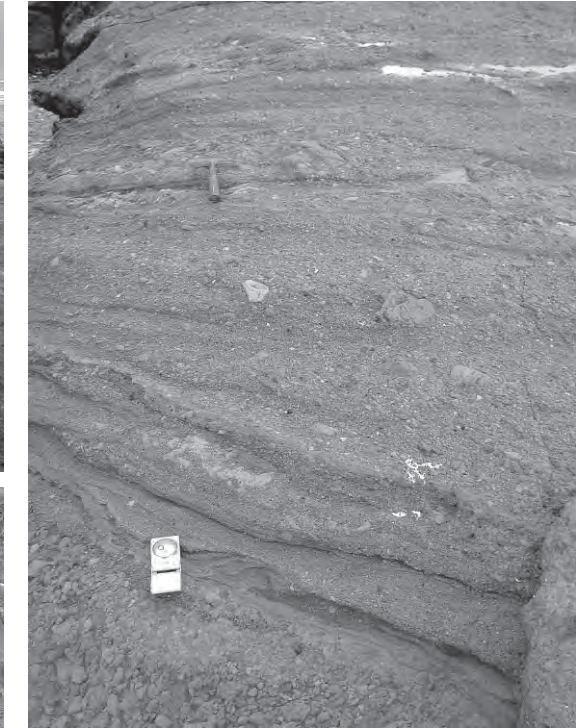
成瀬ほか (1951) の蓮台枝角礫岩層にあたり，小竹 (1988) により布良層の部層として再定義された。

模式地 南房総市千倉町蓮台枝付近 (小竹，1988)。

分布 千倉断層と川口断層に挟まれた模式地及びその内陸地域にのみ分布する。

層厚 少なくとも 250 m の層厚を持つ。

岩相 礫岩，砂岩，そしてシルト岩の互層から構成される (第 5. 5 図)。白間津層と接する下部 (層厚 20 m 程) では 10 cm ～数十 cm の明灰色シルト岩層と 10 cm ～数十 cm のスコリア質砂岩層あるいは細～中礫大の偽礫からなる砂質基質支持礫岩層が互層する。本層中部 (層厚 50 m 程) では，シルト岩偽礫の細～中礫を主として他にスコリア細礫を含む礫支持砂質基質礫岩層と砂質基質支持礫岩層が互層する (第 5. 5 図右)。本層上部では細～巨礫大のシルト岩偽礫とスコリアの細礫とまれにチャートを



含む砂質基質支持礫岩層からなる (第 5. 5 図左)。これらの地層に厚さ数 cm のシルト岩層がまれに挟在される。なお，本層中～下部では乱堆積層が頻りに観察される。シロウリガイ化石は下部～中部にかけてレンズ状の化石集積帯に産出し (例えば蟹江ほか，1997)，上部では貝殻片状に産出する。

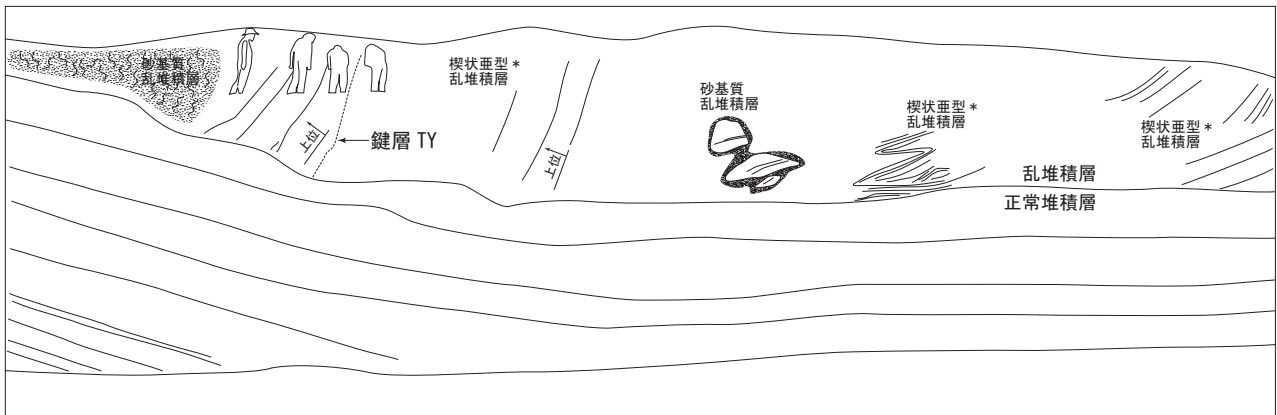
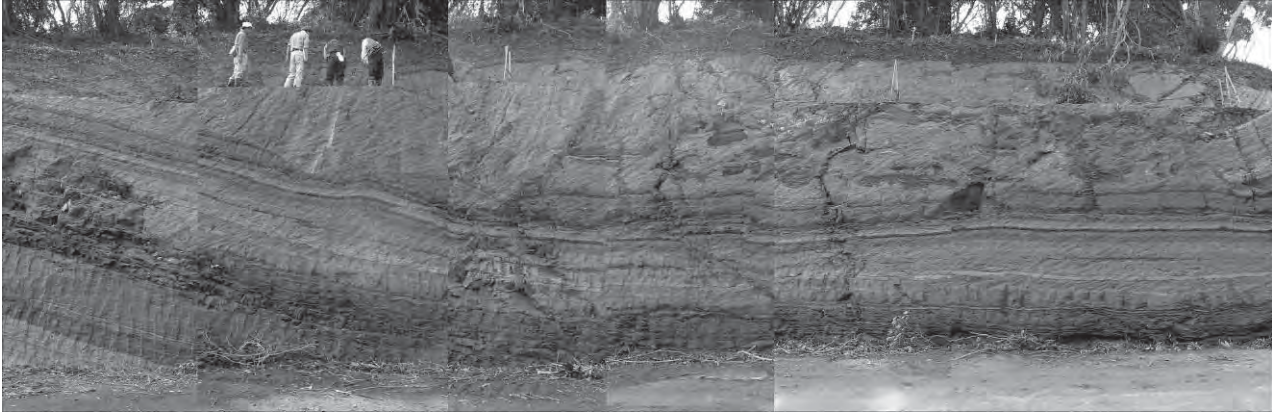
層序関係 布良層下部に礫岩層が厚層化・粗粒化したものである。

化石 シロウリガイ化石が乱堆積層，砂岩層，そして礫岩層中に礫として産出する。シルト岩及びシルト岩偽礫から有孔虫，放散虫，珪藻，石灰質ナノ化石が産出する。

5. 6 畑層 (C₆) (再定義)

命名 成瀬ほか (1951) による。

小竹 (1988) は，成瀬ほか (1951) による「畑互層」のうち館山市龍岡から東へ南房総市千倉町大井倉北部にかけて分布する砂岩シルト岩互層と「神余凝灰質砂層」の



第5.6図 畑層中に観察される乱堆積層
 写真は滝山の道路工事中の法面（現在では観察できない）。TY 鍵層が乱堆積層中に観察される。下図はスケッチ。楔状亜型*の乱堆積層区分名は山内（1977）による。

一部を合わせて畑層とした。本報告では、凝灰岩鍵層の追跡による同時性（HF～NY 鍵層）と岩層の類似性から、宇田断層周辺に分布する小竹（1988）による「真野層」も畑層に含める。

模式地 林道小松線沿い（a：第5.8図）（小竹，1988）。
分布 根本向斜軸部，白浜町北部地域，千倉断層の北側から作名背斜北翼部にかけて，そして宇田断層周辺地域に分布する。

層厚 千倉断層以南の地域では300～400 mで，以北では300 mの層厚を持つ。

岩相 数cm～数十cmで互層する黒～暗灰色の凝灰質砂岩と明灰色～青灰色の凝灰質シルト岩互層からなる（第5.3図右上）。畑層には軽石層やスコリア層が頻繁に挟在され，まれに数mの層厚を示す。

本層にも布良層と同様に露頭規模から数km規模の乱堆積層が発達する（第5.6図やルート12のHF鍵層直下（第5.9図））。また，千倉町柏尾付近の西岬層を不整合に覆う畑層では，上記した布良層と同様に偽礫を伴う礫岩層が発達し，神余向斜軸部の本層についても同様に偽礫層が発達する。

なお，長尾川向斜の西側，龍岡，そして神余地域では，厚層砂岩層及び砂質シルト岩層からなる長尾川砂岩

部層が発達する。

畑層は頻繁に凝灰岩鍵層が挟在される事から，他の地層から区分される。

層序関係 布良層下部を整合に覆い，布良層の中～上部と本層下～中部は同時異相関係を示す。作名背斜北翼側で豊房層群加茂層に不整合に覆われ，南翼側の一部で加茂層と同時異相関係を示す。

化石 シルト岩中から有孔虫，放散虫，珪藻，石灰質ナノ化石が産出する。

年代 後期鮮新世～前期更新世（1.95Ma～0.85Ma：TY～MS鍵層層準付近）。

小竹ほか（1995）では彼らの火山灰鍵層KO層準と火山灰鍵層NY層準の間に *Discoaster brouweri* の絶滅層準（1.95Ma：斎藤，1999），火山灰鍵層Ny4層準の少し上位で *Reticulofenestra asanoi*（0.85Ma：亀尾・佐藤，1999）を報告している。なお，本報告で使用しているTY鍵層は彼らの火山灰鍵層NJに，HF鍵層は火山灰鍵層KOに，MS鍵層は火山灰鍵層Ny4に相当する。したがって，畑層の年代はおよそ1.95Ma～0.85Maに相当すると考えられる。

対比 嶺岡構造帯の北側に分布する安房層群安野層から上総層群下部に対比される。



第 5. 7 図 長尾川砂岩部層中に観察される凝灰岩層

凝灰岩鍵層 TY, HF, HS, NY, BW, MS 鍵層(付図 第 13～18 図).

本層に挟在される HF 鍵層の直下には、数 m ～ 20 m 程に及ぶ砂質基質乱堆積層が発達する(ルート 12: 第 5. 9 図). また、長尾川向斜北翼部の西端では HF 鍵層の数 m 下位で布良層を不整合に覆う.

高橋ほか(2005)により対比された本層に分布するテフラ鍵層 Kd38 は、HF 鍵層の上位十数 m に位置し、林道畑線(f: 第 5. 8 図)及び宇田断層地域の 2 箇所を観察される.

畑層の層厚の側方変化は館山市龍岡で最大になり、林道畑線で 400 m 程の層厚を示す TY ～ NY 鍵層層準が 50 m 程の層厚になる(第 5. 9 図).

BW ～ MS 鍵層にかけての層準で豊房層群加茂層と同時異相関係となる.

林道越路原線(d: 第 5. 8 図)では林道沿いに BW 鍵層と MS 鍵層が確認される. さらに、小竹ほか(1999)による火山灰鍵層 Ny-5 も観察される(第 9. 2 図).

関連文献

層序: 成瀬ほか(1951), 千葉県企画部企画課(1971), 小竹(1988, 1992c, 1997), 斎藤(1992a), 小竹ほか(1995).

構造: Ito and Sugiyama(1989), Pickering *et al.*(1990).

化石: 房総研究グループ(1957), 房総・三浦研究グループ(1958), 米谷(1972).

鍵層: 渋谷・品田(1986), 安房団体研究グループ(1990), 小竹ほか(1999), 堀内ほか(2003), 高橋ほか(2005).

巡検案内書: 千葉県地学教育研究会(1954), 山本ほか(1982), 小玉ほか(1991), 安房団体研究グループ(1996), Suzuki *et al.*(1998).

5. 7 長尾川砂岩部層(C₇)(新称)

命名 新称.

畑層の中～上部に発達する砂勝ち砂岩凝灰質シルト岩互層及び礫岩層について定義する.

模式地 館山市龍岡周辺地域.

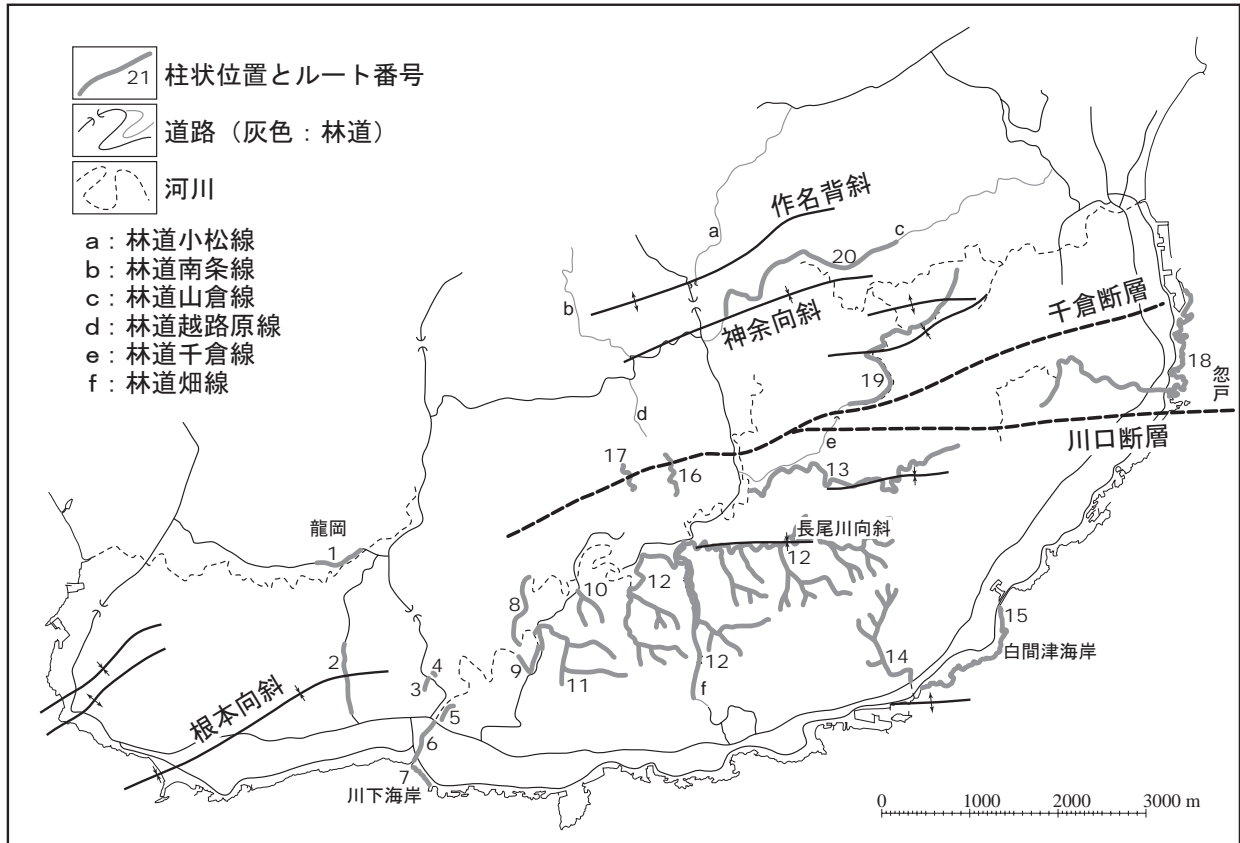
分布 館山市龍岡からその西側の神余地域にかけて、川口断層の南側の長尾川中流域とその支流に分布する.

層厚 200 m 程度の層厚を持つ.

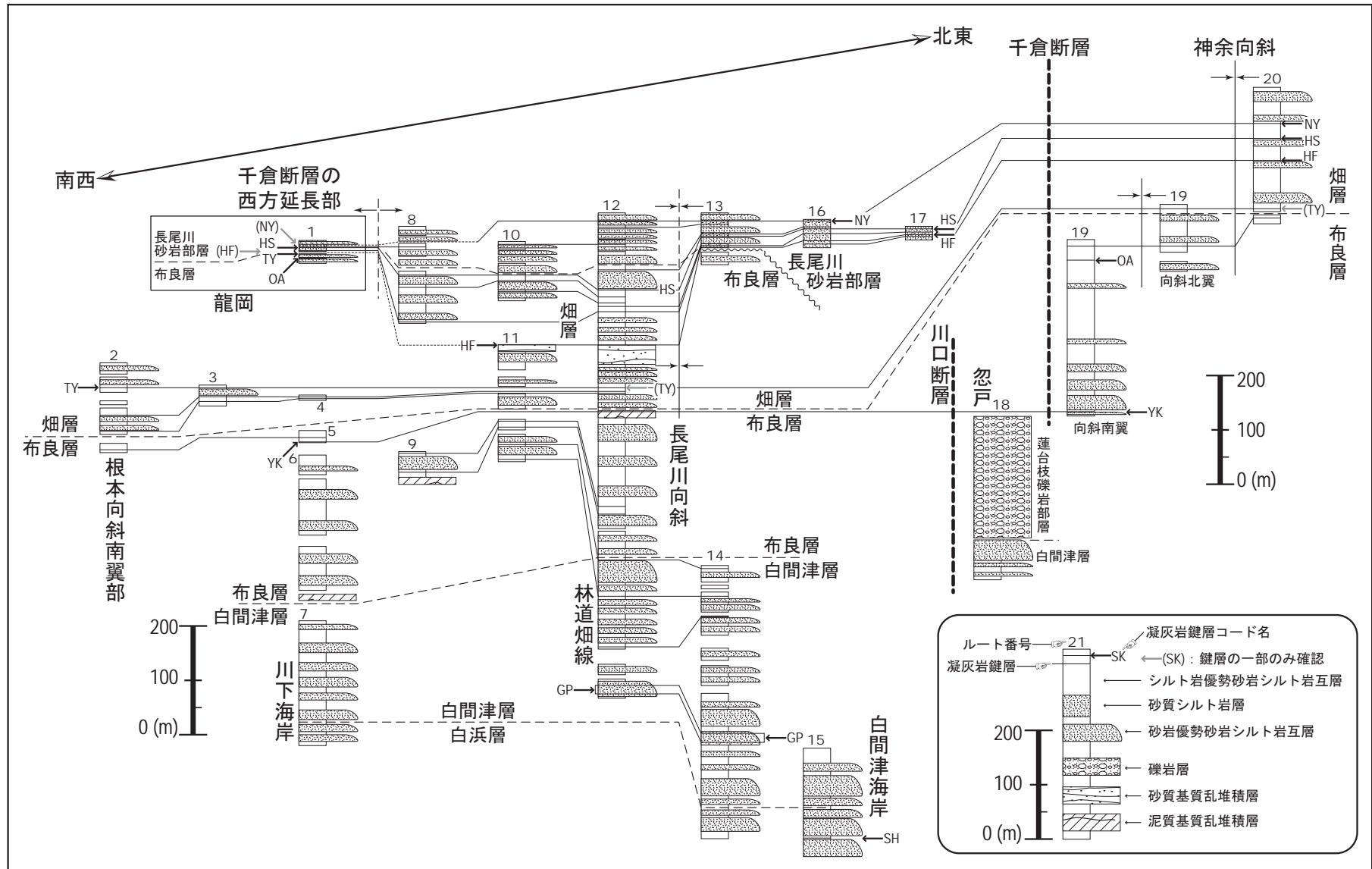
岩相 砂勝ち砂岩凝灰質シルト岩及び礫岩からなる(第 5. 7 図). 模式地の龍岡の本部層下部(HF ～ NY 鍵層層準: ルート 1(第 5. 9 図))の細粒堆積物は砂質シルト岩となり 10 ～ 20 cm の比較的層厚の薄い砂岩シルト岩の互層が観察される. 同様の堆積物は長尾川向斜の西側に分布する本部層の北東端(同様に HF ～ NY 層準: ルート 13(第 5. 9 図))にも観察される. これらは断層(あるいはその延長部)に近傍の岩層と考えられ、千倉断層のすぐ南側(畑地域西方)ではより上位の地層に削られていると考えられる.

層序関係 畑層の中～上部が側方に粗粒化したものであり、神余向斜南翼部で豊房層群加茂層に不整合に覆われる.

化石 シルト岩中から有孔虫、放散虫、珪藻、石灰質ナノ化石が産出する.



第 5, 8 図 千倉層群の地質柱状位置図



第 5. 9 図 千倉層群の地質柱状図
 ルート番号は第 5. 8 図に記す.

第6章 豊房層群

(川上俊介)

成瀬ほか(1950)により「豊房累層」として提唱され、成瀬ほか(1951)により「滝川含貝殻砂礫層」を含む地層として記載された。その後、中尾ほか(1986)により豊房層群として再定義された。本報告は、中尾ほか(1986)の定義に従う。

豊房層群は、下位から加茂層、東長田層、滝川層に区分され、これら3層が館山地域に分布する。加茂層は千倉層群畑層上部と同時異相関係であり、東長田層と滝川層は指交関係である。本層群は北東-南西方向の褶曲構造に支配されて、北方ほどより上位の地層が露出する。

小竹(1988)及び斎藤(1992a)では、本報告で用いた地層区分の他に神余畑層を用いたが、岩相の類似から本報告では加茂層に含めた。また、小竹(1988)及び斎藤(1992a)では、本層の滝川層を「滝川礫岩」あるいは「滝川礫岩部層」として扱ったが、本報告では「滝川礫岩」の周辺の層準に発達する砂勝ち砂岩シルト岩互層を含めて滝川層とした。なお、三梨ほか(1979)、渋谷・品田(1986)、安房団体研究グループ(1990)、そしてト部(1997)は、本報告の豊房層群下部を千倉層群に含めている。

6.1 加茂層 (T₁) (再定義)

命名 中尾ほか(1986)による。

成瀬ほか(1951)による「豊房累層」のうち「凝灰質砂層」、「シルト岩層」、そして「凝灰質互層」のそれぞれ一部にあたる。小竹ほか(1999)による「加茂層」に「神余畑層」を含めたものに一致する。ト部(1997)による「神余畑層」、「大井層」、そして「東長田層」の一部に相当する。

模式地 南房総市加茂本郷の国道より北方の尾根に至る道沿い(中尾ほか, 1986)。

分布 模式地から南西の館山市犬石にかけて分布する。

層厚 作名背斜北側で200~300m, 作名背斜南側で200mの層厚を持つ。

岩相 砂勝ち砂岩凝灰質シルト岩互層及び礫岩からなる。本層下部は、作名背斜北翼に分布し最下部は10cm~数mの凝灰質粗粒砂岩層と数cm~数十cmの凝灰質シルト岩層の互層からなる。加茂層下部の上部で幾分シルト岩層が優勢となるが、作名背斜南翼部では再び層厚1mを越す粗粒砂岩層が優勢の加茂層上部に変化する。小竹(1988)では、この加茂層上部を「神余畑層」として独立させたが、不整合による明確な構造差は認められなかったため、本報告では加茂層として一括した。なお、

加茂層は、砂層中に貝殻片を含むことから千倉層群と区別される。また、本地域北東に分布する加茂層下部より南西の上部の方が大量の化石片を含む。

層序関係 作名背斜北翼部で千倉層群畑層を不整合に覆い、作名背斜南翼部で同時異相関係を示す。豊房層群東長田層に不整合に覆われる。

化石 砂岩層中から材化石、軟体動物化石、サンゴ化石が産出する。シルト岩から有孔虫、放散虫、珪藻、石灰質ナノ化石が産出する。

年代 前期更新世(1.21Ma~0.78Ma: BW~OZ 鍵層層準付近)。

小竹ほか(1995)及び藤岡・小竹(2003)は、温谷地域の千倉・豊房層群の不整合境界直下(本報告のNY鍵層の上位)において大型の石灰質ナノ化石 *Gephrocapsa* 属の絶滅層準(1.21Ma: 亀尾・佐藤, 1999)を報告している。また、小竹ほか(1995)では、本層を不整合に覆う東長田層下部の火山灰鍵層Hn-7(本報告のCR鍵層)とHn-8(本報告のIH鍵層)層準の間に松山逆磁極期とブリュンヌ正磁極期との境界(0.78: Ogg and Smith, 2004)の存在を報告している。したがって、加茂層の年代は1.21Ma~0.78Maのどこかに相当すると考えられる。

対比 嶺岡構造帯の北側に分布する上総層群大田代層、梅ヶ瀬層、そして国本層に対比される。

凝灰岩鍵層 BW, MS, IC, OZ 鍵層(付図 第17~20図)。

BW~MS鍵層にかけての層準で豊房層群加茂層と同時異相関係となり、林道越路原線(d: 第5.8図)でBW鍵層とMS鍵層が確認される。なお、本報告のIC鍵層及びMS鍵層は、それぞれ小竹ほか(1999)による火山灰鍵層Ny-1及びNy-4に相当する。

6.2 東長田層 (T₂)

命名 中尾ほか(1986)及び小竹(1988)による。

成瀬ほか(1951)による「豊房累層」の主部にあたる。西長田周辺に分布する砂岩シルト岩互層について中尾ほか(1986)及び小竹(1988)では東長田層として定義した。本報告では、模式地の記述について再設定した上で、中尾ほか(1986)及び小竹(1988)の定義に従う。鈴木ほか(1990)による「本郷層」、ト部(1997)による「東長田層」中~上部に相当する。

模式地(再設定) 館山市出野尾南方の道路沿い。

本層の模式地は、中尾ほか(1986)では「館山市西長田」、小竹(1988)では「館山市西長田の清掃局南の露



第6. 1図 典型的な東長田層の岩相
写真は作名西方。

頭」と設定されている。しかし、館山市西長田に分布する本層は、砂勝ちの砂岩シルト岩互層からなり、本層を代表する岩相が分布しているとは言い難い。小竹(1988)では模式地について「西長田の清掃局」と記述しており、調査位置図(第1図:小竹, 1988)上の西長田の位置は、実際の西長田地域より1 km 程南方に示している。

小竹(1988)の「西長田の清掃局」は現在の行政区分では館山市出野尾に位置するため、模式地の再設定を行った。**分布** 主として館山市佐野から模式地を経て館山市古茂口南方に分布し、館山市稲及び南条北方では滝川層と指交関係を示して分布する。

層厚 400～500 mの層厚を持つ。

岩相 シルト勝ち砂岩凝灰質シルト岩互層及び礫岩からなる(第6. 1図)。本層には、数 cm～数十 cmの層厚を持つ青灰色凝灰質シルト岩を主として、数十 cm～数 mの層厚を持つ砂岩層と偽礫を伴う礫岩層及び乱堆積層が観察される。小竹(1997)や伊藤ほか(2005)に本層の典型的岩相及び乱堆積層がカラー写真で掲載されている。

本層は、加茂層及び滝川層からシルト勝ちの岩相により識別される。

層序関係 豊房層群加茂層を不整合に覆い、本層上部で豊房層群滝川層と指交関係を示し滝川層に漸移する。

化石 砂岩層中から軟体動物化石が産出する。シルト岩から有孔虫、放散虫、珪藻、石灰質ナノ化石が産出する。

年代 中期更新世(0.78Ma～:IH鍵層層準～)。

小竹ほか(1995)では、東長田層下部の火山灰鍵層 Hn-7(本報告のCR鍵層)とHn-8(本報告のIH鍵層)層準の間に松山逆磁極期とブリュンヌ正磁極期との境界(0.78Ma:Ogg and Smith, 2004)を報告している。また、ト部(1997)は、東長田層上部の凝灰岩鍵層を上総層群の鍵層(Ks11(0.57±0.17Ma):徳橋ほか, 1983)と対比している。したがって、東長田層の年代は中期更新世のどこかに相当すると考えられる。

対比 嶺岡構造帯の北側に分布する上総層群国本層、市宿層、長南層、そして笠森層に対比される。

凝灰岩鍵層 IH, CR, BZ鍵層(付図 第21～23図)。

模式地の南側に分布するBZ鍵層は谷藤原向斜を挟んで北側の滝川層中にも分布する。なお、本報告のCR鍵層及びIH鍵層は、それぞれ小竹ほか(1999)による火山灰鍵層 Hn-7及びHn-8に相当する。

6. 3 滝川層(T₃)(再定義)

命名 成瀬ほか(1951)による。

成瀬ほか(1951)による「滝川含貝殻砂礫層」(中尾ほか(1986)による滝川礫岩:斎藤(1992a)による滝川礫岩部層)と斎藤(1992a)による「沖の島砂質シルト岩部層」に、谷藤原向斜から豊房層群と西岬層との不整合にかけて分布する礫岩及び砂勝ちの砂岩シルト岩互層を含めて滝川層とする。本層は、東長田層中～上部と指交関係を示し東長田層から上方に漸移する地層である。

模式地 館山市滝川の道路の切割(中尾ほか, 1986)。

分布 館山地域では館山平野周辺地域と谷藤原向斜周辺、及び館山市沖ノ島とその東方にかけて分布する。

層厚 模式地では300 m以上の層厚を持ち、本地域では150 m程の層厚を持つ。

岩相 礫岩・砂岩及び砂質シルト岩からなる。模式地周辺では、中礫を中心として細～巨礫大の泥岩、砂岩、チャートなどの円礫と浅海を示唆する貝殻片を大量に含む凝灰質砂基質礫岩からなり、ほかに比較的保存の良い貝化石を含む砂質シルト岩、十数～数十 cmの層厚を持つ粗粒～極粗粒のスコリア質砂岩層の互層からなる。谷藤原向斜地域及び沖ノ島地域では、粗粒～極粗粒スコリア質砂岩層が優勢である(第6. 2図)。小竹(1997)に本層の典型的岩相がカラー写真で掲載されている。

本層は、礫岩等の粗粒の堆積物からなることから、他の地層から識別される。

層序関係 館山市南西部で西岬層を不整合に覆い、豊房層群東長田層上部と指交関係を示す。

化石 礫岩・砂岩及びシルト岩から軟体動物化石が産出する。シルト岩から有孔虫、放散虫、珪藻、石灰質ナノ化石が産出する。

年代 中期更新世。

小竹ほか(1995)、本地域の北側に分布する滝川層(TG01-04:小竹ほか, 1995)の堆積年代を検討し、その結果、試料TG02からTG03の間に石灰質ナノ化石*Pseudoemiliania lacunosa*の絶滅層準(0.41Ma:亀尾・佐藤, 1999)を報告している。また、同様に小竹ほか(1995)では、下位の東長田層下部にブリュンヌ正磁極期の下限を報告している。したがって、本層は中期更新世のどこかに相当すると考えられる。

対比 嶺岡構造帯の北側に分布する上総層群市宿層、長



第 6. 2 図 滝川層の岩相

写真は沖ノ島。左上：粗粒スコリア層。フォアセット層理が観察される。右上：粗粒砂岩砂質シルト岩互層。左下：粗粒スコリア・砂質シルト岩互層。右下はその拡大写真。

南層，そして笠森層に対比される。

凝灰岩鍵層 BZ 鍵層 (付図 第 23 図)。

BZ 鍵層は谷藤原向斜を挟んで南側の東長田層中にも分布する。本層に分布する BZ 鍵層の数十 m 下位に本層と西岬層との不整合境界が存在する。

豊房層群の関連文献

層序：成瀬ほか (1951)，千葉県企画部企画課 (1971)，小竹 (1988, 1992c, 1997)，斎藤 (1992a)，小竹ほか (1995)，卜部 (1997)。

化石：成瀬 (1954)，千葉県地学教育研究会 (1962, 1963, 1968)，米谷 (1972) 中尾ほか (1986)，土 (1987)。

鍵層：米沢・前田 (1977)，渋谷・品田 (1986)，安房団体研究グループ (1990)，卜部 (1996)，小竹ほか (1999)，藤岡・小竹 (2003)，堀内ほか (2003)。

巡検案内書：千葉県地学教育研究会 (1954)，千葉県教育センター (1969, 1970)，山本ほか (1982)，米沢ほか (1982)，小玉ほか (1991)，安房団体研究グループ (1996)，伊藤ほか (2005)。

第7章 更新世段丘堆積物及び新期関東ローム層

(宍倉正展)

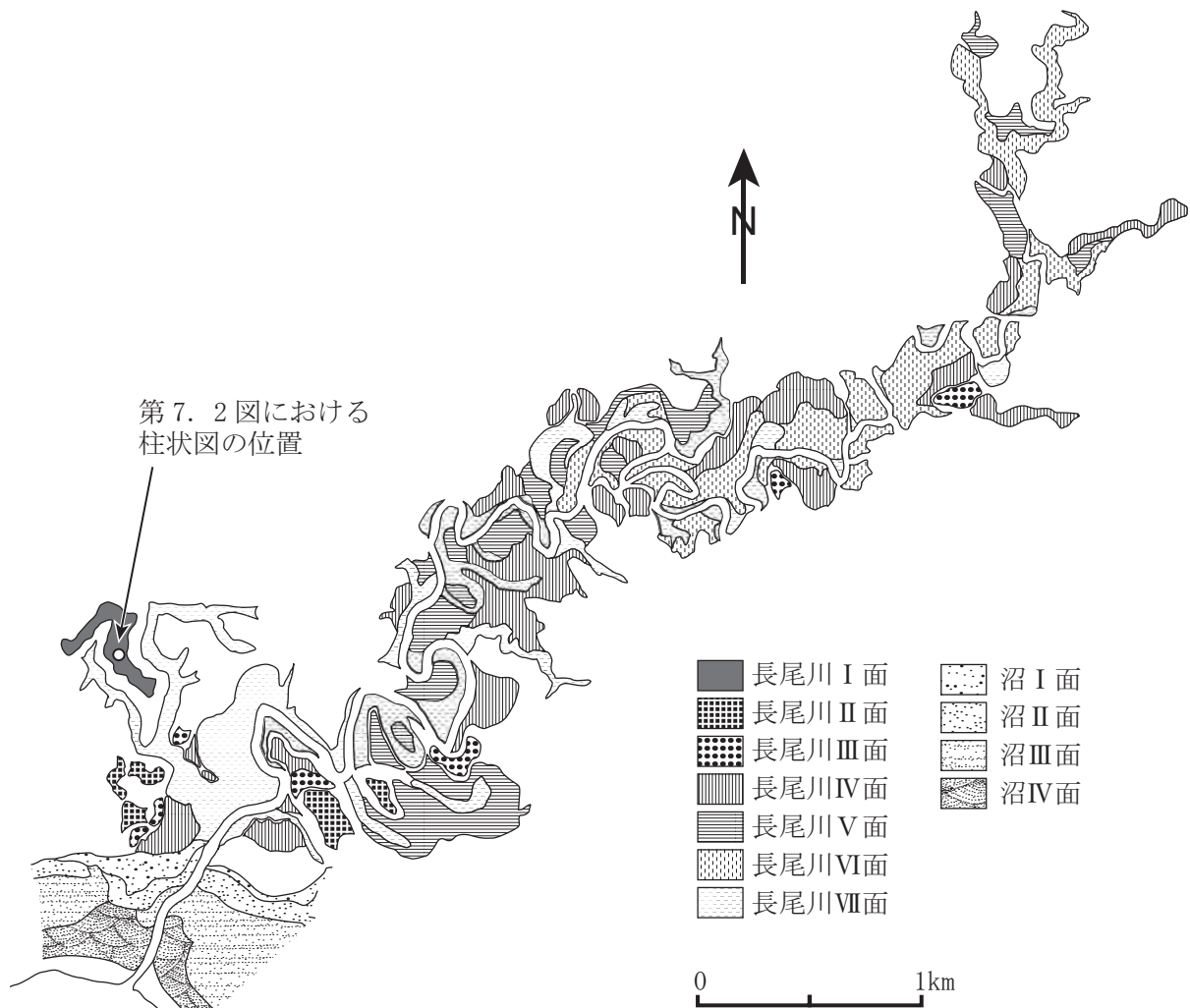
7.1 更新世段丘堆積物

第1章で述べたとおり、本地域には更新世に形成された段丘がほとんど分布しないが、長尾川流域に限り、更新世後期以降に形成された河成段丘が発達する。本稿ではこれらの段丘を7面に区分し、高位から長尾川Ⅰ～Ⅶ面と呼ぶ(第7.1図)。

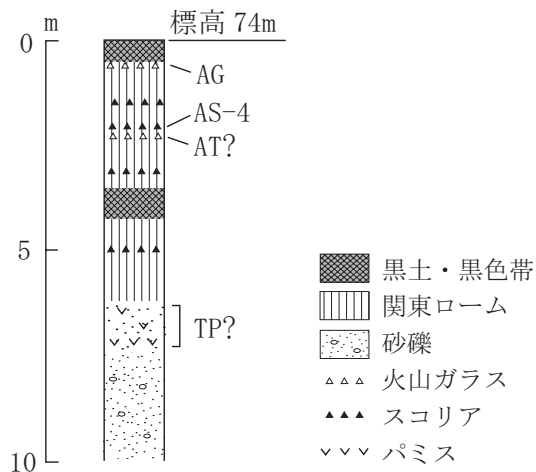
長尾川流域の段丘はいずれの面も浸食段丘であり、基盤の千倉層群を切って形成した平坦面上に層厚1～3mの段丘堆積物が分布する。段丘堆積物は砂礫及びシルトからなる。砂礫は1～10cm径の垂円～垂角礫からなり、基質は中～粗粒砂である。シルトは腐植物を含み、フラッドロームの層相を示す。長尾川Ⅰ～Ⅵ面では、多

くの場所で関東ローム層に覆われている。ローム層の層厚は高位の段丘面ほど厚く、長尾川Ⅰ～Ⅲ面は武蔵野ローム層以上、長尾川Ⅳ、Ⅴ、Ⅵ面では立川ローム層のみが分布する。後述するように、長尾川Ⅰ面は、東京軽石(TP)の可能性のあるパミスに覆われる(第7.2図; 杉原ほか, 1978)。この段丘は、周囲を低い丘陵が取り巻き、開口部が南に向いた地形をなしている。これは、かつての小海湾の名残の地形と考えられ、海成段丘である可能性が指摘されている(杉原ほか, 1978)。段丘堆積物直上に分布するパミスが仮にTPであれば、長尾川Ⅰ面は三浦半島の三崎面(約8万年前)に対比される。

最低位の長尾川Ⅶ面は、関東ローム層が分布しないことから完新世の段丘と考えられ、海岸の沼Ⅰ面に連続す



第7.1図 長尾川流域の段丘面区分図



第7.2図 南房総市白浜町滝口における更新世段丘面(長尾川I面)の地質柱状図
杉原ほか(1978)に基づく。

る。長尾川は河口付近に遷急点があり、完新世における沿岸の隆起が上流にほとんど影響していないため、沼Ⅱ面以下に対比される段丘は分布しない。

7.2 新期関東ローム層

関東ローム層は、火山灰や塵が風化した褐色の風成堆積物で、一般に更新世に形成された平坦面上に分布する。本地域で関東ローム層が分布する場所は、館山市神余畑周辺の丘陵頂面と長尾川流域の段丘面に限られる。層厚は最大5m程度で、武蔵野ローム層及び立川ローム層に相当し、表層は黒ボク土が分布する。

杉原ほか(1978)は、本研究における長尾川I面(南房総市白浜町滝口)において、これらのローム層中に挟まれるテフラを報告している(第7.1図, 第7.2図)。この地点では、段丘堆積物の直上にTPの可能性のあるパミスが分布し、その上の層準には数枚の局地的分布の粗粒スコリア層が確認される。このうち安房第4スコリア層(AS-4)は、立川ローム層中のテフラで、房総半島南部で広く追跡できる。AS-4の下位には始良Tnテフラ(AT)に対比される火山ガラスも見つかっている。さらに黒ボク土直下には、安房ガラス質火山灰層(AG)が分布する。

第8章 沖積層及び完新世段丘堆積物

(宍倉正展)

ここでは沖積層を最終氷期最盛期以降、後氷期海進頂期頃までの堆積物として取り扱い、それ以降の堆積物は完新世段丘堆積物及びそれを覆う堆積物として説明する。本地域における沖積層は、館山低地、千倉低地、巴川中下流域の沖積低地、及び丘陵を刻む小さい溺れ谷の埋積物として分布する。この埋積物中には、津波によって堆積したと考えられるイベント堆積物や、後氷期海進頂期の頃に繁栄した沼サンゴと呼ばれる造礁性サンゴ化石群集が含まれている。

完新世段丘堆積物は、地盤の隆起によって低地が段階的に離水する過程において堆積しており、浅海堆積物からなる堆積性段丘の堆積物と離水波食棚を薄く覆う浸食性段丘の堆積物からなる。

8.1 沖積層

8.1.1 沖積層の層序

本地域の地質調査では、沖積層の基底から低地表層までを連続的に観察するための層序ボーリングは行っていない。しかし、館山低地では千葉県環境研究センター(2005)による千葉県地質環境インフォメーションバンク及び館山市の既存ボーリング資料や、大里ほか(2005)による報告があり、それらに基づいて沖積層を記載する。

ボーリング資料において沖積層の基盤は、N値が50を超える固結した泥岩、砂岩に変化する深度と判断され、その深度分布は第8.1図のように示すことができる。ボーリング地点が館山低地全体を網羅していないことや、基盤まで到達していない資料もいくつかあるため、低地全体の埋没地形を復元することは難しい。しかし、データが比較的密な部分で断面図を作成すると(第8.2図)、近接した場所でも急激に基盤深度が変化しており、地下に起伏のある地形が埋没していることがわかる。基盤が最も深い地点は、地点Aの標高<-39.3 mや地点Bの標高<-39.2 mである。この埋没地形を充填する沖積層の層厚も地点Aで>44.3 m、地点Bで>45.2 mと最も厚く分布しており、その層相は、大きく見て基底から表層に向かって砂礫層、泥層、砂層と変化する。泥層は含有物によって上下に区分でき、下部は有機物や植物片を含むシルト、上部は貝化石を含むシルト～粘土からなる。

以下に地点Aで得られた大里ほか(2005)によるコア記載と年代を基に、館山低地の沖積層の層序を述べる(第8.3図)。まず基底の標高-34 m付近まで層厚5 m以上の砂礫層が分布する。それを標高-16 m付近まで主に

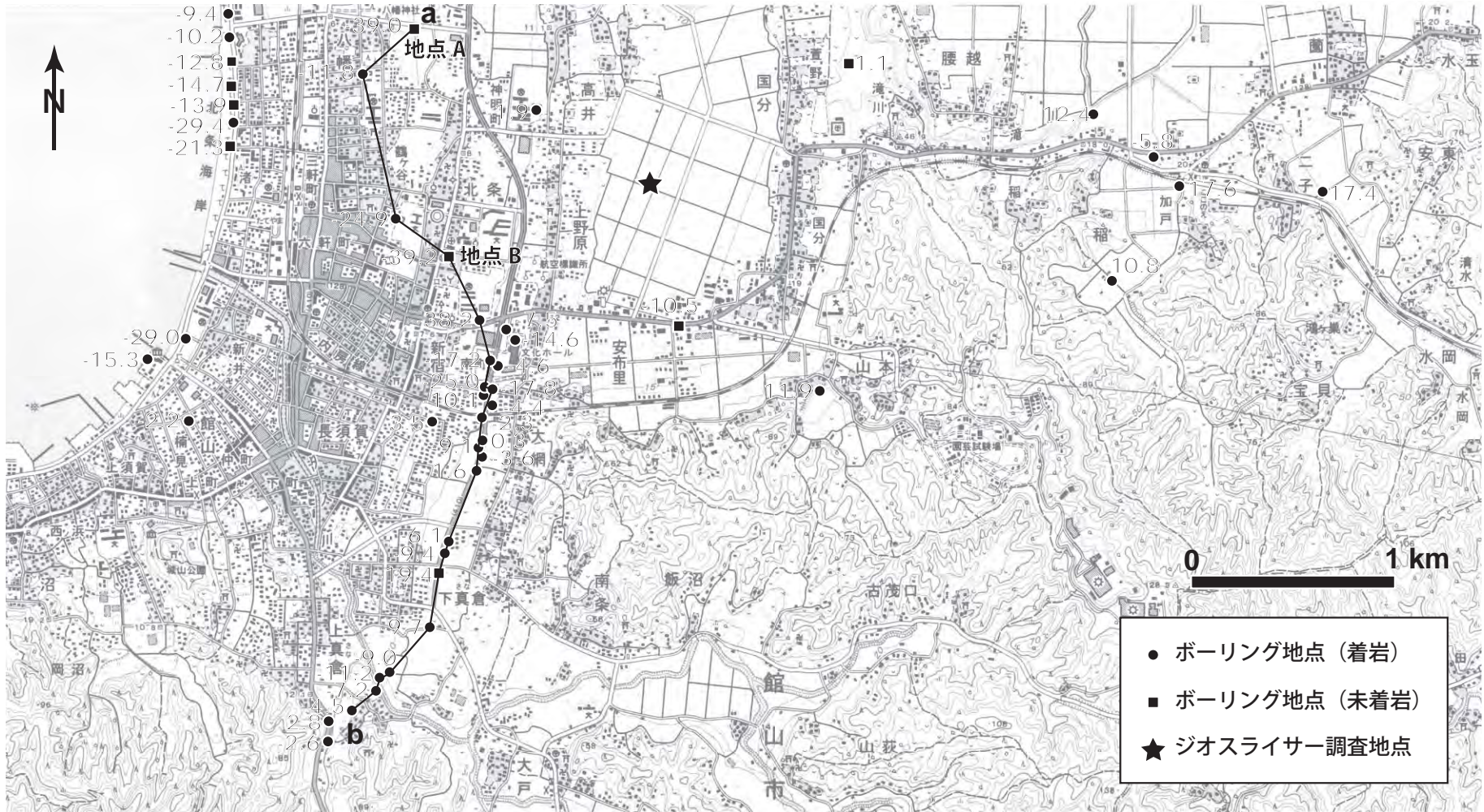
有機物や植物片を含んだシルト層が覆う。このシルト層の最下部(標高-33 m)と上部(標高-18 m)に含まれる植物片から¹⁴C年代が得られており、それぞれ14,550-14,050 cal yBP及び10,510-10,240 cal yBPを示す。したがって本層は、最終氷期最盛期以降の海面上昇期に堆積した氾濫源あるいは汽水域の堆積物と考えられる。また、標高-26 m付近は場所によってシルト層中に砂礫を薄く挟んでおり、大里ほか(2005)は微化石分析結果や周辺の既存ボーリングの層序と併せ、この層準を東京低地における七号地層と有楽町層の境界(遠藤ほか, 1983)に相当すると考えている。

標高-16 m付近から-2 m付近にかけては、貝化石を多く含む砂質シルト～粘土質シルトが分布し、標高-7 mのウラカガミガイから7,610-7,380 cal yBPという年代が得られている。すなわち後氷期に海水準が上昇し、現在の館山低地に古館山湾が形成された時期の内湾堆積物と考えられる。本層は場所により地表に露出しており、平久里川下流域、巴川流域及び千倉低地の瀬戸川流域の露頭や後述する沼サンゴ化石の産出地で観察することができる。

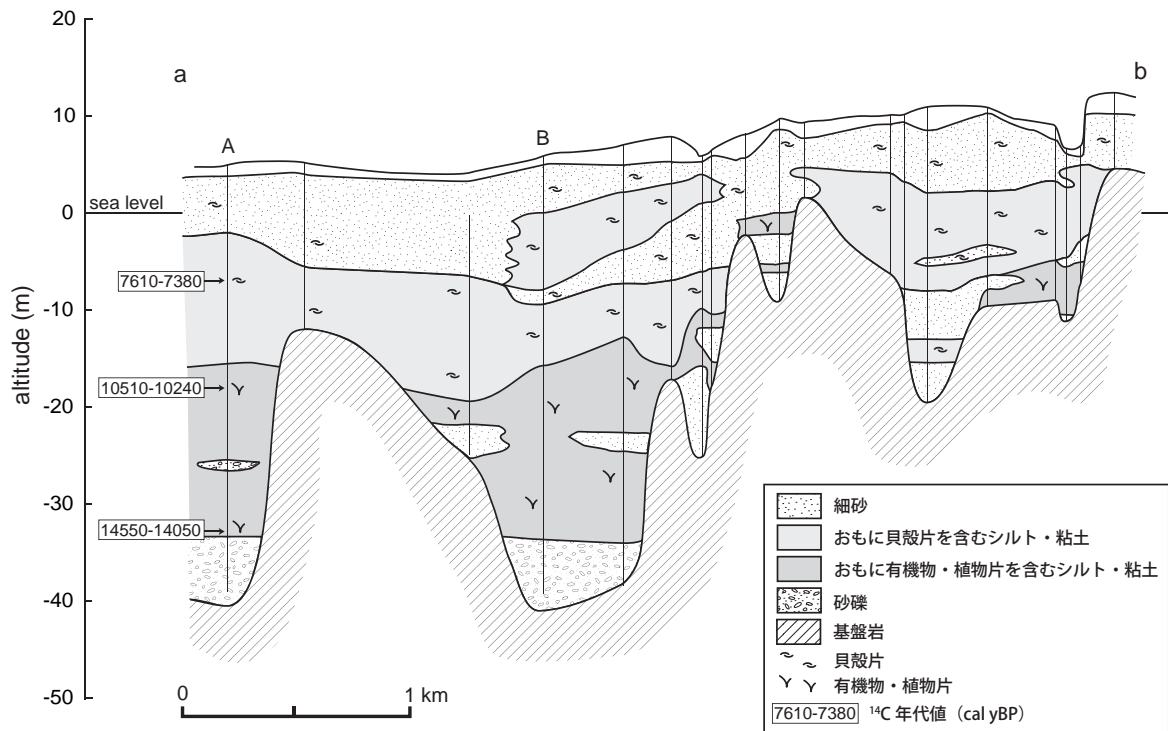
標高-2 m付近～4 m付近はシルト質細砂～細砂で、中～下部には貝化石が含まれる。これは後述する堆積性の完新世段丘堆積物に相当する。すなわち後氷期海進最盛期以降、低地が形成される過程で堆積した海浜堆積物と考えられる。この堆積物を覆って、離水後の堤間湿地に堆積した有機質のシルトが分布する。

8.1.2 津波堆積物

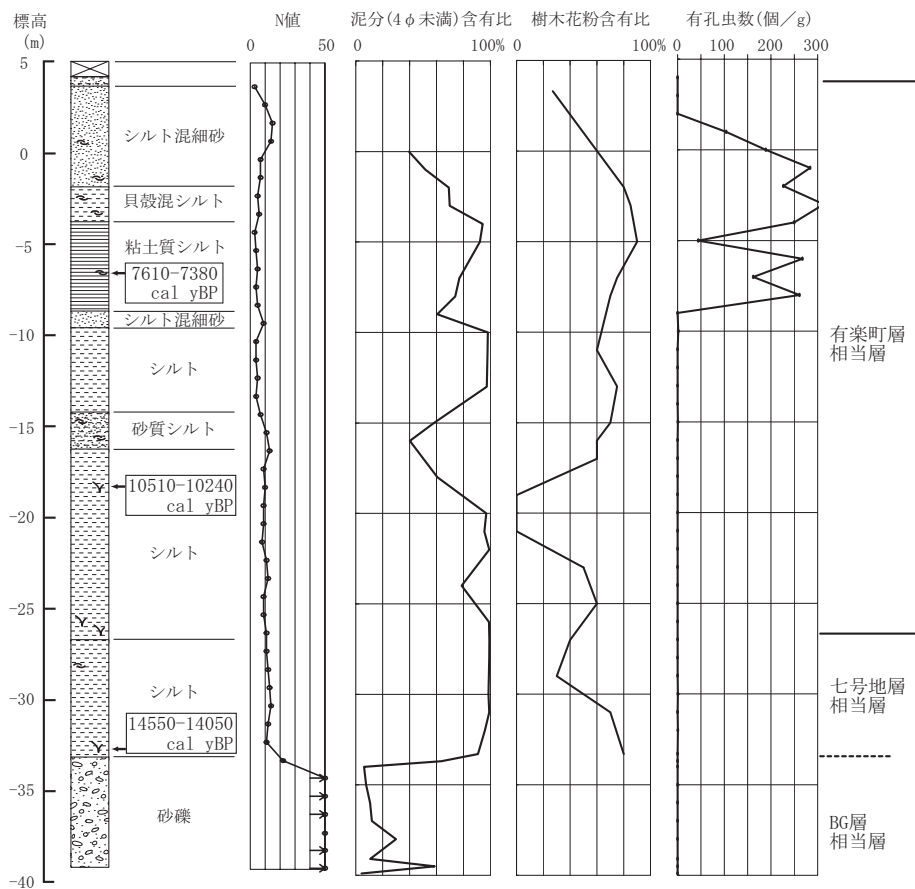
本地域における溺れ谷堆積物中には、内湾で堆積した泥層の中に、急激な層相変化を示すイベント性の砂礫層が、層厚10～80 cmで何枚も互層となって挟まれていることが報告されている(藤原ほか, 1997, 1999)。これらは様々なサイズの粒子が混合した不均質な堆積物から成り、下位層を削りこんで分布している。主な部分は高密度流から堆積したことを示す逆級化層理やハンモック状斜交層理を示し、上面をマッドドレイブに覆われる(藤原ほか, 2003a)。また、貝殻片や植物片、木片を含み、特に貝化石は、内湾泥底から岩礁まで様々な底質や水深に生息する種が混合している(藤原ほか, 2003b)。以上の特徴から、このイベント性堆積物は、津波の営力によって堆積したと考えられている。巴川中下流域では8層の津波堆積物が識別でき(第8.4図)、それらは8,200 cal yBP頃から7,000 cal yBP頃にかけて、100～300



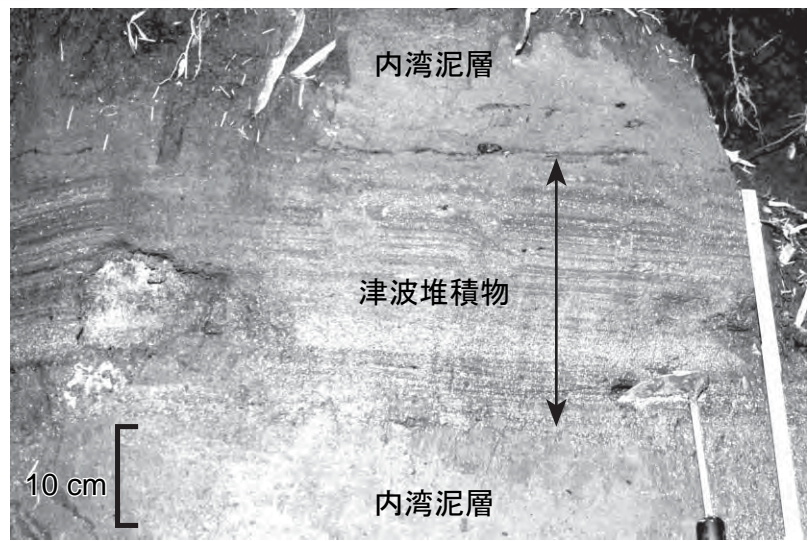
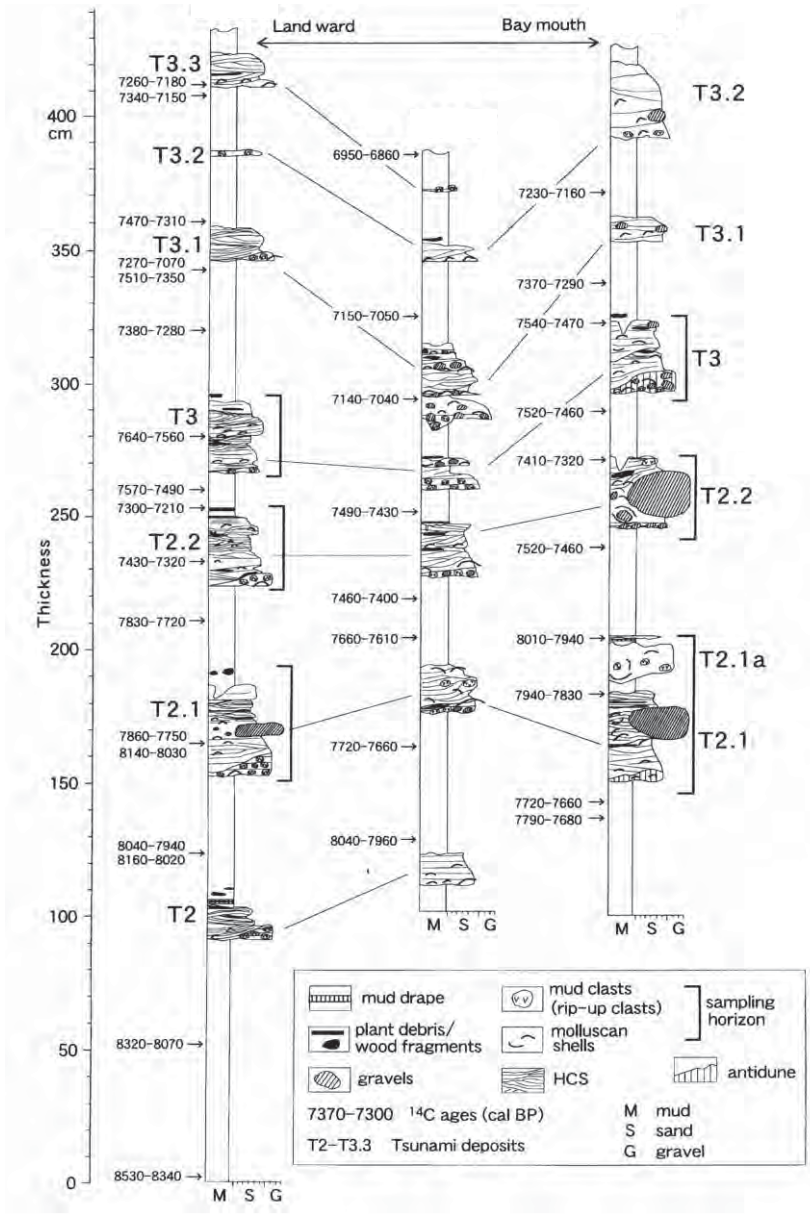
第 8. 1 図 沖積層既存ボーリング位置図
 千葉県環境研究センター (2005), 大里ほか (2005), 宍倉ほか (2005) 及び館山市の資料に基づく。ボーリング地点横の数字は、沖積層基底の標高 (着岩地点) または最大掘削深度の標高 (未着岩地点) を示す。



第 8. 2 図 館山平野における地質断面図
測線，ボーリング地点は第 8. 1 図に示す。



第 8. 3 図 館山平野における沖積層の層序
地点 A における大里ほか (2005) の結果に基づく。



第 8. 4 図 巴川流域の沖積層中に繰り返し挟まれる津波堆積物
柱状図は藤原ほか (1999) に基づく。

年間隔で堆積したと推定されている（藤原ほか，1999）。

8. 1. 3 沼サンゴ

沼サンゴは、館山市塩見から香、宮城、沼、上真倉、南条にかけて、南北に発達する小さい開析谷の谷奥、標高10～18 mに分布する造礁性のサンゴ化石群である。古くはYokoyama (1911, 1924) によって報告され、千葉県指定の天然記念物となっている。地質図にはこれまでに発見された産出地点を示した。この化石群集からは約90種の造礁性サンゴが産出する（浜田，1963）。代表的なものとしてキクメイシ (*Favia speciosa*)、マルキクメイシ (*Montastrea curta*)、ウスチャキクメイシ (*Favia pallida*)、タバネサンゴ (*Caulastrea tamida*)、キクメイシモドキ (*Oulastrea cristata*)、キッカサンゴ (*Eshinophyllia aspera*)、アワサンゴ (*Alveopora japonica*) などがあり、現在の九州南部から奄美大島のサンゴ礁に匹敵する種数を有する。このサンゴ類に伴う貝類は、黒潮の影響を強く受ける岩礁の潮下帯に生息する種で特徴づけられる（大山，1953）。サンゴの¹⁴C年代は、松島 (1979) が6,200～8,800 cal yBP (INTCAL04のデータセット (Reimer *et al.*, 2004) で補正) と報告しており、最近ではIshida *et al.* (2002) がAMSを用いて7,600～8,100 cal yBPという年代を示している。すなわち沼サンゴは、後氷期海進頂期頃の現在より温暖な環境の下で繁栄したことがわかる。

香では、沼サンゴの直上に層厚1 cm程度のスコリア層が薄く覆っていることが小杉ほか (1990) によって報告されている。このスコリアは、岩石学的特徴、鉱物組成、化学組成、屈折率から、伊豆大島を給源としている可能性が高く、伊豆大島-沼火山灰 (Os-Nm) と呼ばれる。

8. 2 完新世段丘堆積物

8. 2. 1 浸食性段丘

千倉町平館から館山市布良にかけて及び館山市伊戸から柏崎にかけての海岸では、波食棚や海食台が発達し、それらが離水した岩石浸食段丘 (rock strath terrace) が形成されている。浸食性の完新世段丘堆積物は、主に浅海の砂礫から成り、千倉層群や三浦層群を平滑に切った基盤岩の上に層厚0.1～1.0 mで薄く分布する。また場所によって離水後の凹地に堆積した湿地性のシルトが分布する。これらの堆積物は土壌によって覆われる。本地域の完新世段丘は、大きく見て4面に区分され、さらに各段丘面間の境界は3～4段に細分されるが、段丘堆積物に大きな違いはない。しかし、段丘堆積物直下の基盤岩は、離水年代が古いものほど風化が進んでいることが

確認されている (Suzuki and Hachinohe, 1995)。

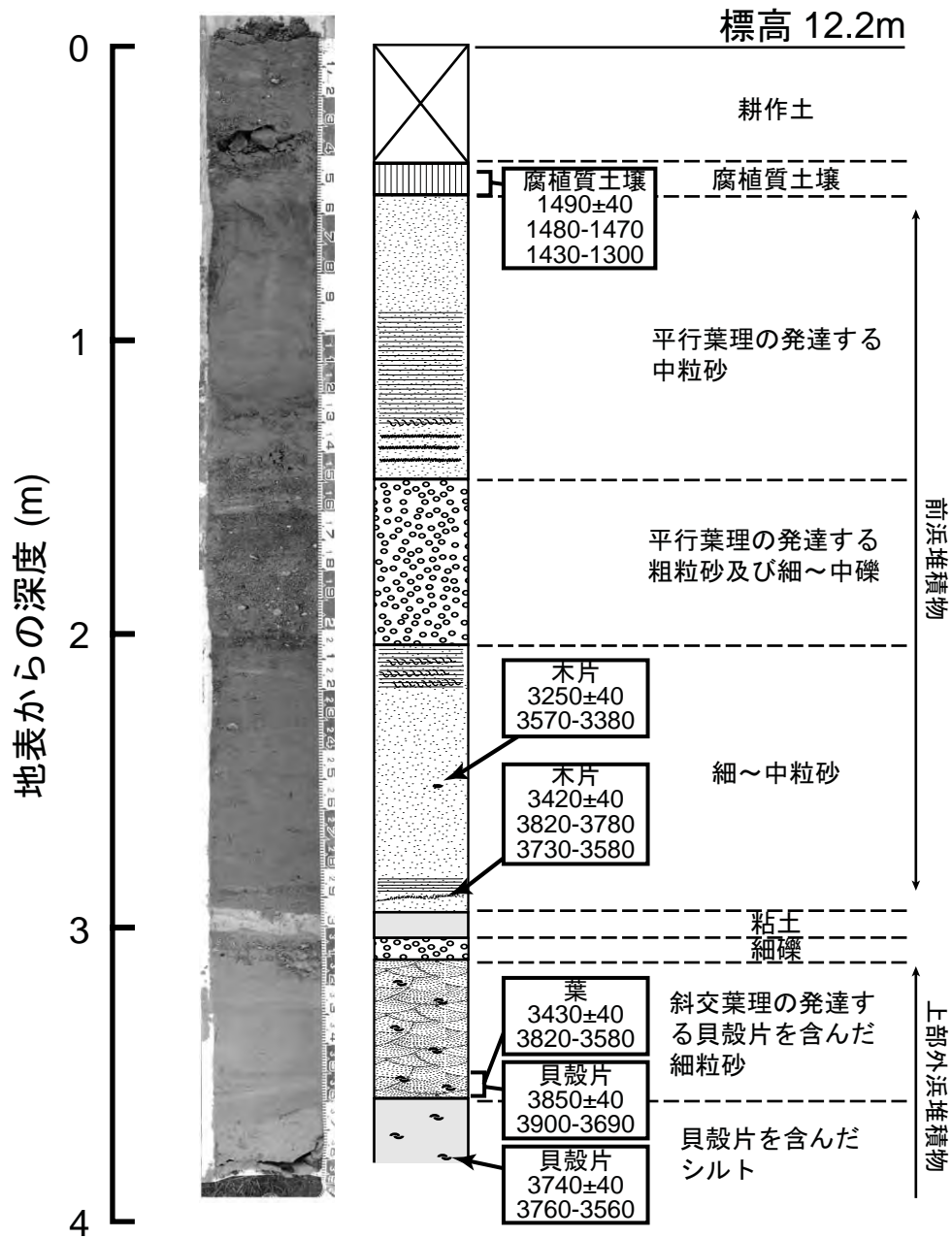
8. 2. 2 堆積性段丘

堆積性の沼I面は、溺れ谷堆積物で構成される堆積段丘 (fill-top terrace) であり、館山低地や千倉低地、巴川低地に分布する。それより下位の段丘は、砂礫浸食段丘 (fill-strath terrace) として形成され、外浜から後浜にかけて堆積した砂礫層やシルト層で構成される。館山低地や千倉低地では、浜堤列が発達しており、間欠的に海岸線が前進して堆積性の完新世段丘が離水していったことがわかる。館山市上野原で行ったジオスライサー調査 (第8.1図の★地点) では、深度約4 mのコアから堆積性の完新世段丘堆積物の一部が観察された (第8.5図; 穴倉ほか，2005)。コア下部には上部外浜の層相を示すトラフ状斜交葉理を伴った細粒砂～砂質シルト層が分布する。この堆積物は、含まれる貝や葉の¹⁴C年代から3,700 cal yBP頃に堆積したと推定される。この上部外浜堆積物を覆って、前浜堆積物の特徴を示す平行葉理の発達した中粒砂層が分布する。この砂層中には潮間帯の指標となる *Macaronichnus segrigatis* の生痕化石が観察され、また、含まれる木片の¹⁴C年代は3,400～3,700 cal yBPを示す。上部外浜堆積物から前浜堆積物へは急激に層相が変化しており、3,700 cal yBP頃に隆起イベントによって浅海化したと考えられる。前浜堆積物の上には、堤間湿地で堆積した腐植質のシルト層が覆っており、3,400 cal yBP頃以降にこの地点が離水し、段丘化したことを示す。そのほかのレベルの段丘の離水年代は第10章で説明する。

8. 3 埋立地

本地域におけるおもな埋立地は、富士見周辺の航空自衛隊館山基地である。この埋め立ては、昭和五年に旧日本軍館山航空隊の開設のために行われた。明治十七年の迅速図で埋め立て前の地形を見ると、かつては沖ノ島と高ノ島と呼ばれる離れ島が存在したことがわかる。沖ノ島は現在、砂州で結ばれた陸繋島となっている。かつての海岸と高ノ島との間には、砂州が独立した小島が点在し、干潟状の浅瀬であったと考えられる。一方、沖ノ島周辺は波食棚が発達しており、埋立地の東半部と西半部で地盤の性質が異なっている。

このほか本地域の海岸では、平館、千田、乙浜など波食棚が分布する岩石海岸において、港湾や公園の建設に伴って小規模な埋め立てを行っている。



第 8. 5 図 館山市上野原において採取されたジオスライサーコア
 穴倉ほか (2005) に基づく。調査地点は第 8. 1 図に示す。

第9章 地質構造

(川上俊介)

房総半島嶺岡構造帯より南側の地域は、東西性の断層により地層が帯状に規制されて分布している(第2.1図, 第9.1図)。それぞれの断層により挟まれた地域において、保田層群と南房総層群や西岬層と千倉層群といった基盤と被覆層の関係が認められる。基盤は著しく褶曲した地層で帯状配列の骨格をなす。被覆層は、基盤の境界をなす断層の活動により規制されて形成された堆積盆の埋積層であり、房総半島南部の造構運動の時間的・空間的指標となる。この基盤・被覆層共に南方に向かって新しい年代を示す傾向がある。なお、被覆層となる一つの堆積盆内では、北方ほど新しい年代を示す地層が分布する。

館山地域には、北側から宇田断層、千倉断層、川口断層の3つの断層が存在する。これらの断層は、一つの明瞭な断層からなるものではなく、5~50 m程の断層帯とそれに伴う閉じた褶曲群として野外では観察される(第9.2図)。

9.1 断層

宇田断層:小竹(1988)の「宇田断層」、斎藤(1992a)の「真野断層」に相当する。宇田断層は、南房総市安馬谷から宇田にかけて続き、東方では完新統砂丘堆積物に覆われ、西方では豊房層群加茂層に覆われ伏在断層となる。本断層は宇田地域に分布する千倉層群畑層中の異常構造帯として認識され、久保北西地域のHF鍵層のすぐ南側の瀬戸川の枝沢で典型的な露頭が観察される。ここではシルト勝ち砂岩シルト岩互層の地層が東西性の走向、北60°~南40°の傾斜を示す。地層は全て南上位であり一部に逆転層を伴う。なお、宇田断層の北側に分布するHF鍵層は北上位を示す。宇田断層北方の地層は北20~30°の傾斜を示し、宇田地域の畑層分布域の北端で向斜構造を示す。本断層南方の地層は安定しない不規則な構造を示す。HF鍵層は宇田断層の西方延長で南傾斜に転じ、その上位にHS鍵層が分布する。

千倉断層:南房総市千倉漁港から西南西方向に館山市神余まで続き、千倉層群畑層中の長尾川砂岩部層に覆われ伏在断層となる。本断層の西方延長には鬼ヶ瀬背斜が位置する。本断層の東端の千倉漁港の市街地では完新世段丘中に東北東-西南西方向で1 m程南落ちの地形が観察される。本断層は畑地域において典型的な露頭が観察される(第9.2図)。千倉断層の南側200~300 mの位置で、複雑な褶曲構造を示し断層帯を形成する千倉層群布

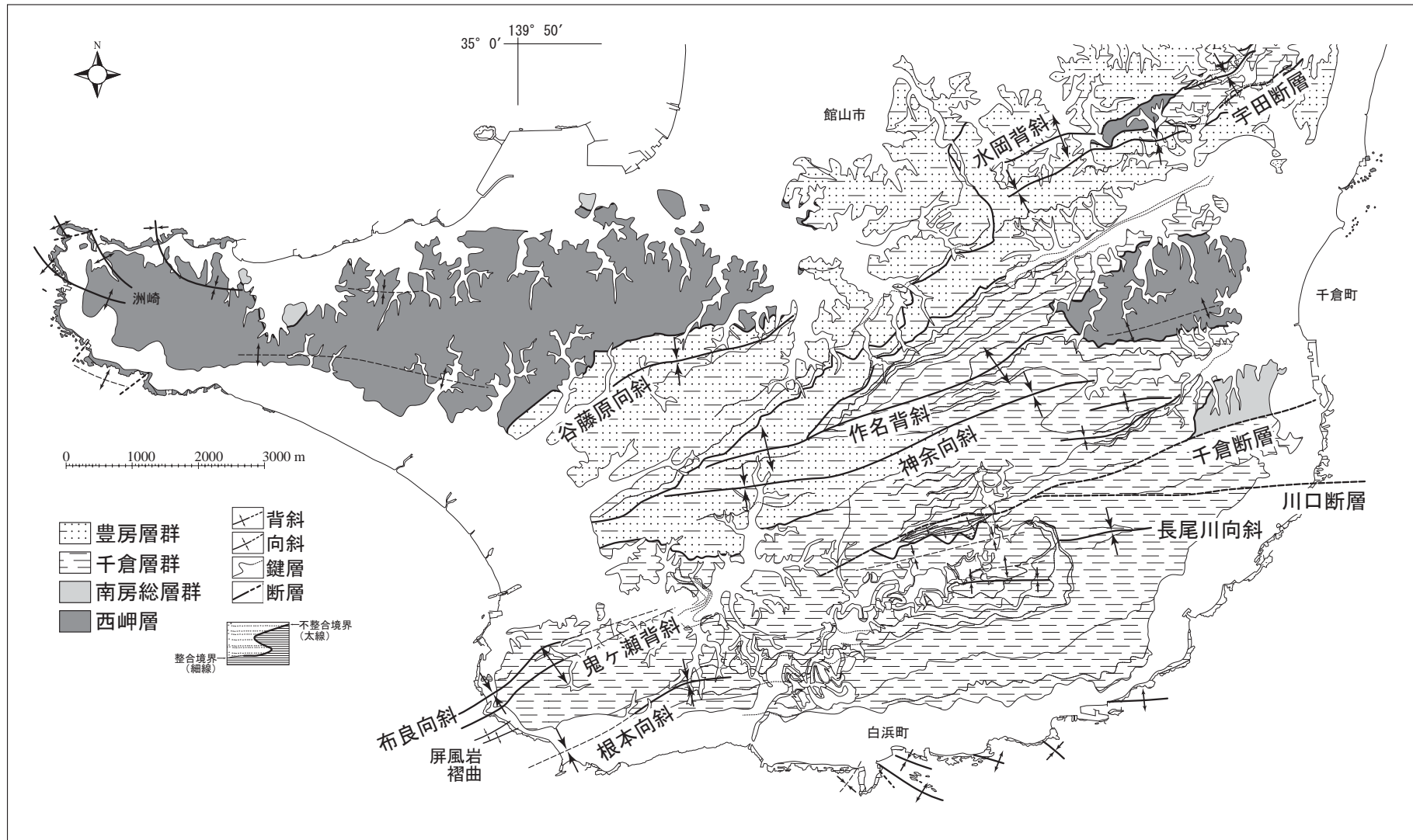
良層を、千倉層群長尾川砂岩部層が傾斜南北10°前後の緩い構造をもってアバット不整合で覆う。本断層の北側の地層は、東北東-西南西走向で北30~40°の傾斜を示す。それに対し、南側の本断層と長尾川砂岩部層に挟まれた地域の地層は、シルト勝ち砂岩砂質シルト岩互層からなり、まず南翼側に逆転層を伴う翼間角5~20°の非常に閉じた背斜構造が観察され、その南側の不整合面までの地域では50~100 m間隔で背斜向斜が観察される。この千倉断層に伴う褶曲構造に参加する地層の岩相は褶曲を挟んで対称的ではなく、堆積と同時に褶曲が形成され、その後褶曲の集中する地域に積算的に造構運動が起こった事が示唆される。

この千倉断層南側の変形構造と、宇田断層の南側に見られる変形構造は類似しており、なおかつ、千倉断層の西方延長に位置する鬼ヶ瀬背斜とその南翼側の屏風岩の褶曲群も類似した構造を示す。

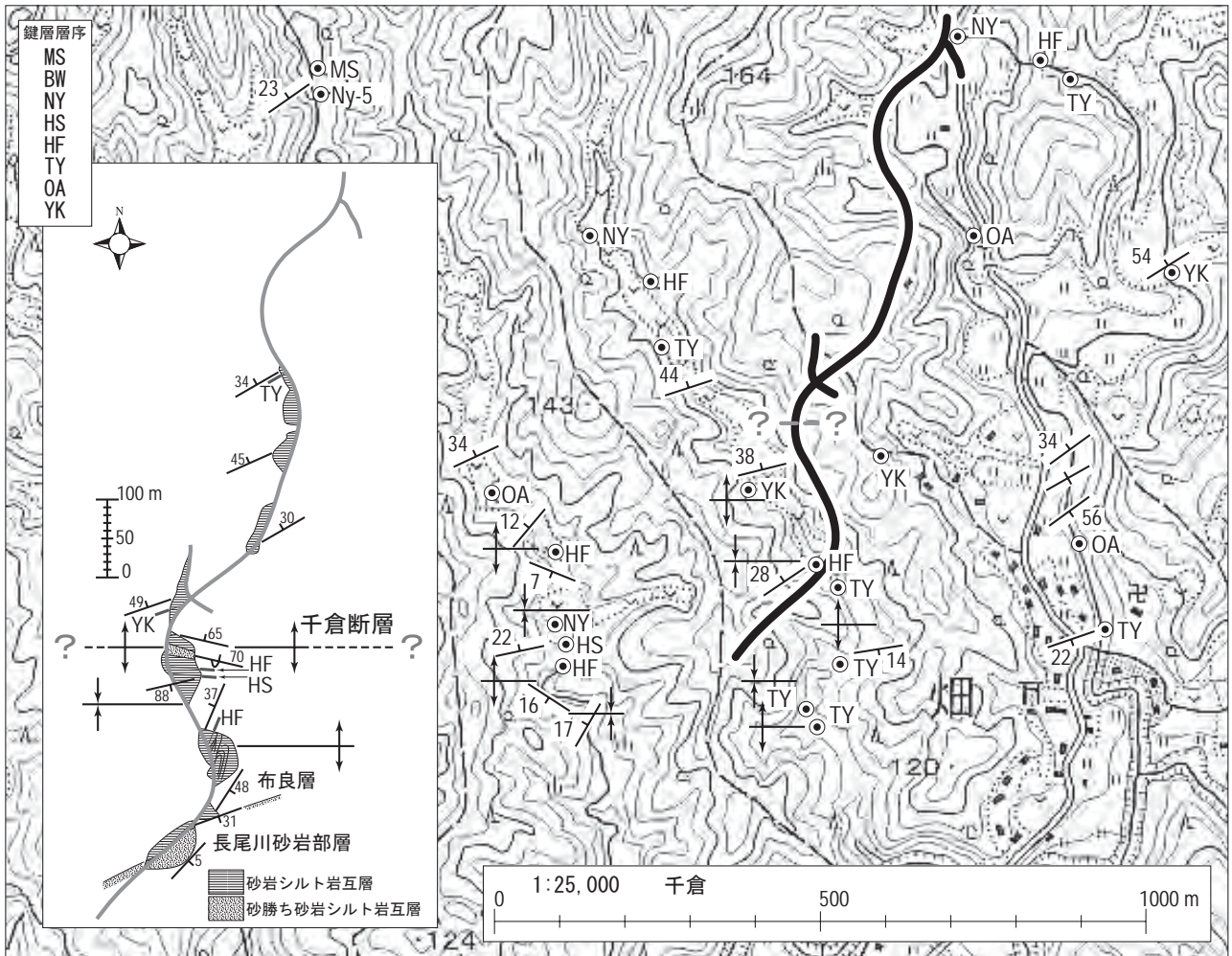
川口断層:成瀬ほか(1951)により「忽戸ノ鼻附近に見られる異常な構造」として記載されたものであり、小竹(1988)及び斎藤(1992a)により「川口断層」として記載された東西方向の断層の東端部に相当する。忽戸南方から西方へ続き、畑東方で千倉断層に収斂する。本断層は、千倉町平磯から北方の千倉漁港にかけて観察される。川口断層の南側では、地層は海岸線に調和的に東北-南西から東北東-西南西の走向で北30°前後の傾斜を示す。川口断層の北側では、東西性の走向で北60~80°の傾斜を示す。忽戸周辺において最も複雑な構造を呈し、主に東西性の構造を示すが、走向傾斜共に乱れており安定しない。なお、忽戸北方において白間津層と布良層の間に蓮台枝礫岩部層が発達し、本断層と千倉断層に挟まれた地域においてシロウリガイ化石が産する。シロウリガイは化学合成群集の一種で、断層に沿ったメタンなどからなる冷湧水を栄養源としており、本地域のシロウリガイの局所的な産状は、堆積時における断層の活動が示唆される。本断層は、北側において乱れて構造が観察され、その点で千倉断層と宇田断層とは異なる。

9.2 褶曲

本地域に発達する褶曲構造には形態の違いから3つのタイプに分けられる。一つは褶曲の波長が500 m~数kmを示す褶曲、もう一つは波長が50~100 mの非常に短い褶曲、最後に翼間角が70°を超える緩い褶曲があげられる。



第9.1図 館山地域の地質構造図



第9.2図 畑西方の千倉断層周辺のルートマップ

左図:太線のルートでのルートマップ。断層や褶曲を挟んで同じ鍵層が分布するものの、岩相は変化する。なお、太線ルートは道路工事用の作業道で現在では観察できない。Ny-5は小竹ほか(1999)による鍵層。

第一のタイプの褶曲には、北方から水岡背斜、作名背斜、神余向斜、布良向斜、鬼ヶ瀬背斜、根本向斜、長尾川向斜があげられる。短い波長を示す褶曲は、畑周辺の千倉断層及び鬼ヶ瀬背斜の南翼側に発達する。また、緩い褶曲は、宇田断層の南側の豊房層群加茂層や千倉断層の南側の千倉層群長尾川砂岩部層などの断層の南側に不整合を伴って発達する地層中に見られる。他に緩い褶曲は、南房総市白浜町の海岸地域に観察され背斜部に白浜層、向斜部に白間津層が交互に分布する。本地域に発達する褶曲構造は、褶曲を境にした明瞭な岩相変化(第5.

9図)が観察されることから、堆積と同時的に発達した褶曲であると考えられる。

なお、館山地域の基盤をなす西岬層には、洲崎海岸を中心にして北西-南東~東西性の北方に向かって折れ曲がったような褶曲群が存在する(第9.1図)。洲崎北岸から波左間にかけての地域では、200~500mの間隔で背斜・向斜が繰り返り観察される。この構造は、本地域を含む房総半島南部においても異質な構造であり、Yamamoto and Kawakami (2005)によると、伊豆弧の衝突によって形成された構造であると考えられている。

第10章 第四紀地殻変動

(穴倉正展)

10.1 更新世地殻変動

本地域は、更新世中期に深海底で堆積した豊房層群が地表に露出していることから、第四紀を通して隆起が著しかったことが明らかである。しかし、更新世の海成段丘がほとんど分布していないため、隆起運動の詳細を知ることが難しい。本稿では、唯一更新世海成段丘の可能性のある長尾川下流の長尾川I面について着目し、隆起速度を見積もる。前述の段丘堆積物直上に分布するパミスが仮に東京軽石であるとする、三浦半島の三崎面(約8万年前;町田・新井, 1992)に対比でき、酸素同位対比ステージ5aの高海面期に形成されたと推定される。段丘の高度は、表層の関東ローム層を除くと標高約70 mであり、離水時の海水準を久保(1997)にしたがって-31~-40 mとすれば、8万年間でおよそ100~110 m隆起したことになる。すなわち平均隆起速度は1.3~1.4 mm/年と見積もられる。今後、段丘面上のテフラの確実な対比と、海成面の証拠を得る必要がある。

10.2 完新世地殻変動

本地域では、後氷期海進頂期頃の汀線(沼I面)が最高で標高約30 mに達する(地質図付図の地形断面図参照)。沼I面の離水年代は第1章で説明したとおり7,150 cal yBPであるから、完新世中期以降の平均隆起速度はおよそ4 mm/年と見積もられる。これは火山性の隆起域を除けば、日本で最も隆起速度が速い地域と言える。前述の更新世段丘から推定した隆起速度より倍以上大きく、一見、完新世の方が活発に隆起しているように見え

る。しかし、同様の現象は国内外の多くの隆起域で知られ、ハイドロアイススタシーとの関係が論じられている(貝塚, 1980など)。完新世の詳細な隆起パターンは、完新世海成段丘の形状を解析することで知ることができ、次節以降で説明する。

10.3 地震性地殻変動

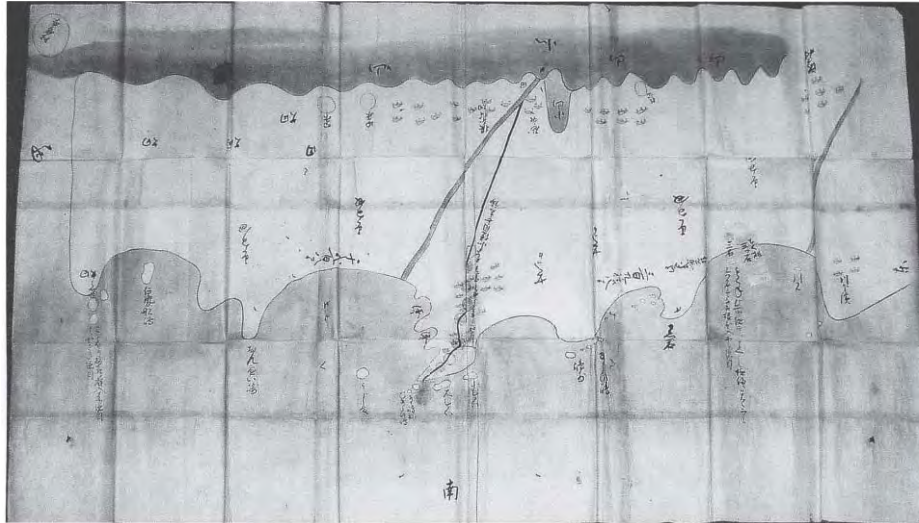
10.3.1 歴史地震に伴う地殻変動

本地域沖合の相模トラフでは、フィリピン海プレートが北米プレートの下へ沈み込んでいる。このプレート境界で繰り返し発生する大地震に伴い、本地域は間欠的に隆起している。1923年大正関東地震(M7.9:以下、大正地震と呼ぶ)では館山市布良で最大約2 m隆起したことが測地から明らかになっており(陸地測量部, 1926)、浅海底が離水したことが報告されている(山崎, 1925;田中館, 1926a, b, c, d)。このとき離水した波食棚は大正ベンチと呼ばれ、現在でも幅数十 m程度で断続的に分布している様子が観察できる(第10.1図)。

大正地震以前で歴史的に知られる大地震は、1703年元禄関東地震(M8.2;以下、元禄地震と呼ぶ)である。当時の測地記録はないが、古文書や古絵図の記載に基づけば、本地域沿岸が隆起、離水していたことがわかる(第10.2図;宇佐美ほか, 1977;笹生, 2003)。沿岸に発達する完新世海成段丘のうち、沼IV面が元禄地震時に離水した面で、元禄段丘とも呼ばれる。沼IV面の陸側内縁には、かつての海面付近で形成された波食棚、ノッチなどの地形や潮間帯に生息する生物遺骸が残っており、その分布高度は平磯で標高6.2 m、布良で標高7.3 m、見物で



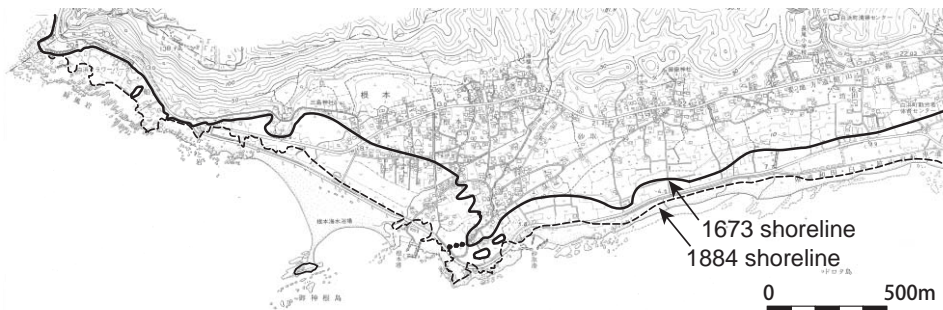
第10.1図 館山市見物における歴史地震で離水した完新世海岸段丘
穴倉(2003)に基づく。



元禄地震前の地形（延宝元年（1673年）に描かれた古絵図；笹生，2003に基づく）



関東地震前の地形（第一軍管地方二万分1迅速測図（1884年測量）に基づく）



最近の地形（白浜町発行1/2,500地形図（1991年測量）に基づく）

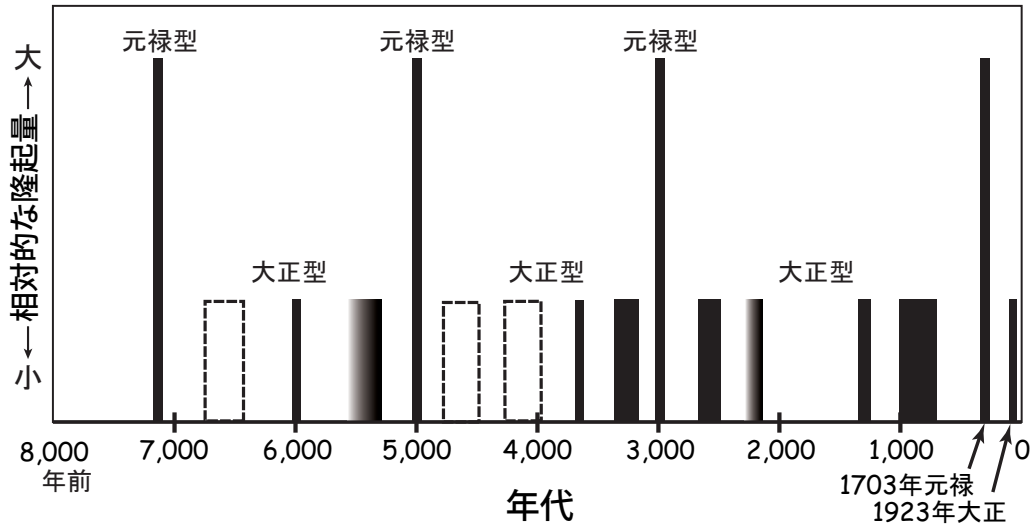
第10.2図 南房総市白浜町根本周辺における海岸線の変化

4.5mである(宍倉, 2000)。これらの高度から大正地震時の隆起量を差し引くと、本地域における元禄地震時の隆起量がおおよそ3～6mと推定でき、南ほど大きく隆起したことがわかる。すなわち元禄地震は大正地震の倍以上の大きい隆起を伴っていた。元禄段丘は最大で幅500～600mあり、大きい隆起によって大正ベンチよりも広大な面積が離水したことを示している。

10.3.2 隆起パターンと再来間隔

沼Ⅰ～Ⅲ面は元禄段丘(沼Ⅳ面)と同様に最大数百mの幅を持ち、よく似た形状を示す。これは、元禄地震と

同規模の大きい隆起(元禄型)で離水し、形成されたと考えられる。それぞれの年代は前述のとおり、沼Ⅰ面：7,150 cal yBP、沼Ⅱ面：4,950 cal yBP；沼Ⅲ面：2,950 cal yBPと推定されており(第1.2図)、2,000～2,700年間隔で元禄型のイベントが起こっていたことがわかる。地質図付図に示した地形断面図から沼面群を詳しく見ると、各段丘面の境界付近が比高1～2mの崖で3～4段に細分できる。同様に館山低地の地形も、幅広い離水面とその前面の数列の細かい浜堤列で特徴づけられる。つまり、本地域の完新世海成段丘は、4面の幅広い面と、その間の3～4段ずつの幅狭い面や浜堤で構成されてい



第10. 3 図 房総半島南部における隆起イベントの発生時期
 宍倉 (2003) に加筆、修正.

る。幅狭い段丘や浜堤は、大正地震と同規模の1～2mの隆起(大正型)で形成されたと考えられる(茅根・吉川, 1986; 宍倉・宮内, 2001)。その数からみて少なくとも11回分の大正型隆起イベントが確認される。

大正型のイベントの時期は、房総半島南西部の沖積低地に発達する浜堤列の調査から明らかにされており(宍倉ほか, 2001, 2005)、それらの年代をまとめ、年表に

まとめたのが第10. 3 図である。すなわち相模トラフ沿いを震源とする地震は、7,150 cal yBP以降、合計で少なくとも15回発生しており、再来間隔は平均すると約400年と推定される。そのうちの数回に1回(2,000～2,700年間隔)が、隆起の大きい元禄型の地震であったと考えられる(宍倉, 2003)。

第11章 応用地質

(宍倉正展・川上俊介)

11.1 採石

館山地域では、埋め立て用の土砂やコンクリートなどの骨材となる砂利の採取が数箇所で行われている。豊房層群加茂層及び東長田層が採取の対象となっている。現在は、館山市神余北方の神余向斜軸部に分布する加茂層上部の礫混じり砂層(山砂)が採取されている。また、江戸時代から1970年代にかけて館山市出野尾地域と館山市佐野地域では、東長田層の砂礫層と細粒凝灰岩(白土)が大量に採掘されており、現在ではその跡地は館山市清掃センター(出野尾)及びゴルフ場(佐野)として利用されている。しかし一方で、土砂採取場跡地への残土廃棄問題が現在では生じている。

館山地域の採掘資源としては、上記の「白土」がある。白土とは白～淡いピンク色を示す極細粒の珪長質酸性凝灰岩である。白土はガラス質火山灰層であり、水に対する膨潤性に富み粒子の淘汰が良く極細粒であることから研磨剤や歯磨き粉の原料として利用されてきた。ほかに精米用の磨き砂、ビール瓶などの着色料、瓦やセメントなどの建築資材などとして多様な利用がなされてきたが、大正関東地震による採掘坑の崩壊や需要の低下から多くが廃坑となった。小竹(1988)による谷藤原地域西方の火山灰鍵層TK-5(第1図、露頭101:小竹(1988))及び小竹ほか(1999)による温谷地域の火山灰鍵層Ny-7などの厚層細粒火山灰層がそれにあたる。館山市佐野、谷藤原、出野尾、そして南房総市千倉町温谷などの地域で地下の地層の延び方向に百mにわたり採掘された跡があり、今でも幾つかの採掘坑跡が倉庫などとして利用されている。なお、現在でも眼鏡フレームの研磨剤やとんぼ玉などガラス細工の離型材として房州粉(館山市産の白土)が利用されている。

11.2 温泉

本地域には、おもに海岸沿いに30以上の源泉があり、千葉県で最も温泉地が集中している地域である。これらはみな掘削深度が浅く、湧出温度が25℃以下の冷鉱泉であり、硫化水素が多く含まれることが特徴である。泉質はナトリウム-塩化物泉、ナトリウム-塩化物・炭酸水素泉・ナトリウム-炭酸水素泉など塩化物泉や炭酸水素塩泉が多いが、千倉周辺には硫黄泉の源泉もある(千葉県史料研究財団, 1997)。

11.3 地震・津波

歴史上、本地域を大きく揺るがした地震は、前述の大正地震(1923年)と元禄地震(1703年)が知られている。いずれの地震も相模トラフ沿いで生じているが、震源断層面は、本地域直下にあり(宍倉, 2003; Nyst *et al.*, 2006)、沖積層の厚い館山低地では、震度7の揺れが生じたと推定されている(宇佐美, 2003; 武村, 2003)。また、これらの地震に伴う津波の高さは、大正地震では布良で6m、千倉で2m、館山で1.8mと記録されている(羽鳥ほか, 1973)。元禄地震では、古文書の記録などから、布良で10m、千倉で8.8m、館山で5.6mと推定されている(羽鳥, 1976)。

元禄、大正の地震以外に、遠方に波源を持つ津波も本地域に押し寄せており、歴史的に記録されている。南海トラフ沿いで100～150年おきにくり返し生じている明応地震(1498年)、慶長地震(1605年)、宝永地震(1707年)、安政地震(1854年)の際にも、本地域で数m程度か、場所によってそれ以上の津波が来たと推定されている(渡辺, 1998)。このほか、房総半島の東方沖で生じた延宝地震(1677年)では、外房側の海岸で、元禄地震に匹敵するおよそ8mの津波が襲ったと考えられている(羽鳥, 2003)。相模トラフ沿いにおけるマグニチュード8クラスの地震の将来の発生確率は、現在のところ低い(地震調査研究推進本部, 2004)が、本地域沿岸では遠地津波のリスクが常にある。

11.4 斜面崩壊・地すべり

本地域には典型的な地すべり地形は認められない。しかし、開析の進んだ丘陵地内では急峻な地形のため、丘陵斜面で表層崩壊が生じている場所がある。関東地震の際には、高塚山周辺において十数箇所の崩壊があり、余震のたびに土石が崩れ落ちて下方の耕地を埋没させたことが千倉町史に記録されている。

また、浸食性の完新世海成段丘と丘陵との境界にある旧海食崖周辺も急傾斜のため、斜面崩壊が生じやすく、急勾配の小さい谷から土石流が発生する危険性も高い。白浜にある里見氏ゆかりの杖珠院は、そのような場所に位置しており、天保十三年(1842年)に大雨による裏山の崩壊で、山門を残して全て流されたという記録がある。

千葉県は本地域内において、土石流危険渓流Ⅰを15箇所、急傾斜地崩壊危険箇所Ⅰを55箇所指定している。

文 献

- 安房団体研究グループ (1990) 房総半島南端地域の新生代堆積盆地と褶曲構造の形成過程. 地質学論集, 第 34 号, p. 139-147.
- 安房団体研究グループ (1996) 房総半島南端の褶曲構造の形成過程. 地学団体研究会第 50 回総会, シンポジウム要旨集, p. 210-213.
- 房総研究グループ (1957) 房総半島新生代地層群の地史区分. 有孔虫, no. 7, p. 32-37.
- 房総・三浦研究グループ (1958) 房総半島並に三浦半島新生代地層群の浮遊性有孔虫化石による対比. 有孔虫, no. 9, p. 34-39.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. and Aubry, M.-P. (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M.-P. and Herdenbol, J., (eds.), Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation, SEPM Spec. Pub., 54, p. 129-212.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research, 100, p. 6093-6095
- 千葉県地学教育研究会 (1954) 千葉県地学図集 第二集 地質編. 千葉県地学教育研究会編・千葉県教育庁指導課後援, 32p.
- 千葉県地学教育研究会 (1962) 千葉県地学図集 第 3 集 岩石編. 千葉県地学教育研究会編・千葉県教育委員会後援, 28p.
- 千葉県地学教育研究会 (1963) 千葉県地学図集 第 4 集 サンゴ編. 千葉県地学教育研究会編・千葉県理科教育センター後援, 119p.
- 千葉県地学教育研究会 (1968) 千葉県地学図集 第 5 集 二枚貝編. 千葉県地学教育研究会, 91p.
- 千葉県立中央博物館 (2000) 千葉県の鉱物. 地学資料, 千葉県立中央博物館友の会, 38p.
- 千葉県環境研究センター (2005) 千葉県地質環境インフォメーションバンク (<http://www.pref.chiba.jp/pbgeogis/servlet/infobank.index>)
- 千葉県企画部企画課 (1971) 房総半島総合開発地域 土地分類基本調査 館山. 47p.
- 千葉県教育センター (1969) 千葉県露頭集 第 1 集. 千葉県教育センター, 42p.
- 千葉県教育センター (1970) 千葉県露頭集 第 2 集. 千葉県教育センター, 32p.
- 千葉県史料研究財団 (1997) 千葉県の自然誌 本編 2 千葉県の大地. 千葉県, 824p.
- 千坂武志・山崎良雄 (1972) 千葉県, 館山市大賀付近の地質構造と地下水について. 千葉大学教育学部研究紀要, 21 巻, p. 95-106.
- 遠藤邦彦・関本勝久・高野 司・鈴木正章 (1983) 関東平野の「沖積層」. アーバンクボタ, No. 21, p. 26-43.
- 藤岡換太郎・吉田俊夫・飯山敏道・古家和英・中村一明・中村保夫・小川勇二郎・竹内 章・谷口英嗣・渡辺正晴 (1984) 房総海底崖付近の地質-KT83-20 次航海報告-. 震研彙報, vol. 59, p. 267-326.
- 藤岡導明・小竹信宏 (2003) テフラ鍵層に基づく房総半島の上総層群大田代層・梅ヶ瀬層と豊房層群加茂層との対比. 第四紀研究, 42, p. 375-387.
- 藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・布施圭介・斎藤 晃 (1997) 房総半島南部の完新世津波堆積物と南関東の地震隆起との関係. 第四紀研究, vol. 36, p. 73-86.
- 藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・入月俊明・布施圭介 (1999) 房総半島と三浦半島の完新統コアに見られる津波堆積物. 第四紀研究, vol. 38, p. 41-58.
- 藤原 治・鎌滝孝信・田村 亨 (2003a) 内湾における津波堆積物の粒度分布と津波波形との関連-房総半島南端の完新統の例-. 第四紀研究, vol. 42, p. 67-81.
- 藤原 治・鎌滝孝信・布施圭介 (2003b) 津波堆積物中の混合貝類化石群の形成プロセス-南関東における完新世の内湾の例-. 第四紀研究, vol. 42, p. 389-412.
- 二上政夫・伊藤 慎・松川正樹 (2001) 千葉県白浜町に分布する千倉層群白間津層の含シロウリガイ化石礫状岩-泥ダイヤピルの例として-. 地質雑, vol. 107, p. 611-619.
- 浜田隆士 (1963) 千葉県沼サンゴ礁の諸問題. 地学研究特集号, p. 94-119.
- 羽鳥徳太郎・相田 勇・梶浦欣二郎 (1973) 南関東周辺における地震津波. 関東大地震五十周年論文集, p. 57-66.
- 羽鳥徳太郎 (1976) 南房総における元禄 16 年 (1703 年) 津波の供養碑-元禄津波の推定波高と大正地震津波との比較-. 東京大学地震研究所彙報, vol. 51, p. 63-81.
- 羽鳥徳太郎 (2003) 津波地震で発生した津波-1677 年房総沖地震-. 月刊地球, vol. 25, p. 389-393.
- Hirano, N., Ogawa, Y., Saito, K., Taniguchi, H., and Sato, H. (2001) Multi-stage evolution of the Tertiary Mineoka ophiolite (Boso Peninsula, Japan) at a TTT triple junction in the NW Pacific as revealed by new geochemical and constraints. EOS Trans. AGU, 82, p. 1265.
- 堀内正貫・黒川 彰・高野 仁 (2003) 火砕質鍵層の追跡と変化-房総半島南端・千倉層中の火山灰層-. 高校理科 (千葉県高等学校教育研究会), 第 46 号, p. 56-58.
- 井上厚行・小竹信宏・坂庭康友・今井 亮 (2002) 千葉県房総半島南端の千倉層群白浜層 (上部鮮新統) に発達するゼオライト脈. 地質雑, vol. 108, p. 465-473.
- Ishida, D., Hirota, M., Yoneda, M., Shibata, Y., Morita, M. and

- Endo, K. (2002) Ages of the Holocene former shoreline deduced from emerged erosional landforms along the southern coast of the Boso Peninsula, Central Japan. Annual Report of NIES-TERRA Vol. 3, Research Report from the National Institute for Environmental Studies, Japan, No. 170, p. 75-80.
- 伊藤 慎・岡崎浩子・小竹信宏 (2005) 第1節 地層と堆積構造. 坂上澄夫編: 千葉県自然誌, 別編1, 千葉県地学写真集, p. 32-47.
- Ito, T. and Sugiyama, S. (1989) Basal structures of the Pleistocene Chikura submarine sliding sheet in the southernmost Boso Peninsula, central Japan. In: Taira, A. and Masuda, F. (eds) Sedimentary Facies in the Active Plate Margin. Terra Pub., Tokyo, p. 511-528.
- JIS (2004) A 0204 地質図-記号, 色, 模様, 用語及び凡例表示. 財団法人 日本規格協会, 42p.
- 地震調査研究推進本部 (2004) 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について
(http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04aug_sagami/sagami.pdf)
- 貝塚爽平 (1980) ハイドロアイソスタシーが陸の地殻変動に及ぼす影響について. 月刊地球, vol. 2, p. 66-68.
- 亀尾浩司・佐藤時幸 (1999) 石灰質ナンノ化石層序の最近の知見とその応用-とくに常磐海域坑井の新第三系・第四系層序について-. 石油技術協会誌, 第64号, p. 16-27.
- 亀尾浩司・斎藤敬二・小竹信宏・岡田誠 (2003) 房総半島南端, 千倉層群下部の石灰質ナンノ化石に基づく本邦中部太平洋側の後期鮮新世表層海洋環境. 地質雑, vol. 109, p. 478-488.
- Kamikuri, S., Nishi, H., Motoyama, I. and Saito, S. (2004) Middle Miocene to Pleistocene radiolarian biostratigraphy in the Northwest Pacific Ocean, ODP Leg 186. Island Arc 13, p. 191-226.
- 蟹江康光・倉持卓司 (2001) 房総半島の鮮新統千倉層群白間津層より産出した巨大なシロウリガイ科二枚貝の2新種. 横須賀市博研報 (自然), 第48号, p. 1-9.
- 蟹江康光・服部陸男・倉持卓司・岡田尚武・大場忠道・本間千舟 (1997) 房総半島南端の千倉層群白間津産シロウリガイ類2種. 地質雑, vol. 103, p. 794-797.
- 川上俊介 (2001) 房総半島南部の上部中新統西岬層および石堂層群から産出する放散虫化石とその地質学的意義. 大阪微化石研究会誌, 特別号, 第12号, p. 343-358.
- 川上俊介 (2003) 房総半島南部の新第三系層序から発信する付加体地質学. 日本地質学会第110年学術大会講演要旨, p. 222.
- Kawakami, S. (2003) Synthetic Interpretation of Trench-Slope Basin Evolution, Southern Boso Peninsula, Japan. PhD thesis, University of Tsukuba, Japan, 144p.
- 茅根 創・吉川虎雄 (1986) 房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較研究, 地理学評論, vol. 59, p. 18-36.
- 衣笠善博・垣見俊弘 (1972) 小断層解析によって認められた座屈褶曲の発達過程-房総南端の褶曲の例-. 地球科学, no. 26, p. 159-163.
- 小玉喜三郎・品田正一・渋谷 保・安房団体研究グループ (1991) 房総半島南端地域の新生代造盆地運動と褶曲構造の形成過程について. 地学団体研究会第45回総会巡検案内書, p. 133-143.
- 小池 清 (1952) 南関東のおいたち. 東大立地研報, 第10号, p. 5-10.
- 小池 清 (1957) 南関東の地質構造発達史. 地球科学, no. 34, p. 1-16.
- 小池 清・村井 勇 (1950) 関東地方南部における凝灰岩の基礎的研究 (I) -Tephrozone について-. 東大立地研報, 第5号, p. 22-26.
- 小泉聡子・小山真人・海野 進・荒牧重雄・高橋正樹 (1990) 房総半島南端白浜層中の火山岩片の化学組成と起源. 地球惑星科学関連学会合同大会日本火山学会固有セッション, 1990年度春季大会, p. 76.
- 小杉正人・谷口英嗣・日本大学古生態ゼミナール (1990) 沼サンゴ層をおおう伊豆大島起源のスコリア層・伊豆大島-沼火山灰 (Os-Nm) の発見. 第四紀研究, vol. 293, p. 71-375.
- 小竹信宏 (1988) 房総半島南端地域の海成上部新生界. 地質雑, vol. 94, p. 187-206.
- Kotake, N. (1989a) Paleocology of the Zoophycos producers. Lethaia, 22, p. 327-341.
- 小竹信宏 (1989b) 房総半島に分布する漸深海帯堆積物に見られる生痕化石のタフオノミー. 日本ベントス研究会誌, 35/36, p. 53-60.
- 小竹信宏 (1990) 生痕化石 Chondrites および Zoophycos をつくる生物群の摂食・排せつ様式. 地質雑, vol. 96, p. 859-868.
- Kotake, N. (1991a) Non-selective surface deposit feeding by the Zoophycos producers. Lethaia, 24, p. 379-385.
- Kotake, N. (1991b) Packing process for the filling material in Chondrites. Ichnos, v. 1, p. 277-285.
- Kotake, N. (1992a) Deep-sea echinurans: possible producers of Zoophycos. LETHAIA, 25, p. 311-316.
- 小竹信宏 (1992b) 糞の化石から行動を知る. 科学, vol. 62, p. 541-545.
- 小竹信宏 (1992c) 房総南端の深海堆積物. 大原 隆・井上厚行・伊藤 慎 (編) 地球環境の復元, 朝倉書店, p. 82-88.
- Kotake, N. (1993) Tiering of trace fossil assemblages in Plio-Pleistocene bathyal deposits of Boso Peninsula, Japan. Palaios, v. 8, p. 544-553.
- Kotake, N. (1994) Population paleocology of the Zoophycos-producing animal. Palaios, v. 9, p. 84-91.
- 小竹信宏 (1995) 生痕化石 Zoophycos: 摂食行動に規制された排泄行動の化石記録. 地質雑, vol. 101, p. XV-XVI.
- 小竹信宏 (1997) 安房地域の地質. 千葉県自然誌, 本編2, 千葉県の大地, p. 101-127.
- 小竹信宏・藤岡導明・高橋直樹 (1999) 千倉・豊房層群鍵層集

- (1998年版). 地学資料(千葉県立中央博物館), 63p.
- 小竹信宏・小山真人・亀尾浩司(1995)房総半島南端地域に分布する千倉・豊房層群(鮮新-更新統)の古地磁気および微化石層序. 地質雑, vol. 101, p. 515-531.
- 久保純子(1997)相模川下流平野の埋没段丘からみた酸素同位体ステージ5a以降の海水準変化と地形発達. 第四紀研究, vol. 36, p. 147-163.
- 黒川勝己(2005)テフラ学入門-野外観察から地球環境史の復元まで-. 地学双書36, 地学団体研究会, 205p.
- 町田 洋・新井房夫(1992)火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 276p.
- 前田四郎・今宮 謙(1978a)千葉県千倉町地域の第三系からの底棲有孔虫. 千葉大臨海研究報告, 10, p. 61-73.
- 前田四郎・今宮 謙(1978b)房総南端・千倉町小関の底棲有孔虫化石について. 理科教育研究, 17, p. 15-16.
- 前田四郎・川辺鉄哉・森谷正孝(1979)房総南端・白浜地域の第三系の地質について. 理科教育研究, 18, 9-10.
- 米谷盛寿郎(1972)南房総地域の西岬累層・千倉累層・豊房累層の浮遊性有孔虫. 岩井淳一教授記念論文集, p. 649-656.
- 間嶋隆一・棚瀬節子・内村竜一・本目貴史(1992)新第三系からシロウリガイ(*Calyptogena* sp.)の発見. 地質雑, vol. 98, p. 373-376.
- 松島義章(1979)南関東における縄文海進に伴う貝類群集の変遷. 第四紀研究, vol. 17, p. 243-265.
- 三梨 昂・菊池隆男・鈴木尉元・平山次郎・中嶋輝允・岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮下美智夫・矢崎清貴・影山邦夫・奈須紀幸・加賀美英雄・本座栄一・木村政昭・楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄・遠藤毅・川島真一・青木 滋(1979)10万分の1東京湾とその周辺地域の地質(初版)説明書. 特殊地質図(20), 地質調査所, 91p.
- Motoyama, I. (1996) Late Neogene radiolarian biostratigraphy in the subarctic Northwest Pacific. *Maicropaleontol.*, 42, p. 221-262.
- 本山 功(1999)本邦含油第三系をめぐる放散虫化石層序の進歩-化石帯区分の進歩-. 石油技術協会誌, 第64号, p. 28-39.
- 本山 功・丸山俊明(1998)中・高緯度北西太平洋における新第三紀珪藻・放散虫化石年代尺度:地磁気極性年代尺度CK92およびCK95への適合. 地質雑, vol. 104, p. 171-183.
- 本山 功・高橋雅紀(1997)房総半島, 中部中新統木の根層および天津層の放散虫化石層序-珪質・石灰質微化石層序の統合に向けて. 石油技術協会誌, 第62号, p. 226-238.
- 中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一(1981)鴨川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 107p.
- 中嶋輝允・渡辺真人(2005)富津地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 102p.
- 中尾誠司・小竹信宏・新妻信明(1986)房総半島南部石堂地域の地質. 静岡大学地球科学研究報告, 12, p. 209-238.
- 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹 華龍・松本秀明・菅沼健(1980)房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動. 地理学評論, vol. 53, p. 29-44.
- 成瀬 洋(1954)豊房累層の堆積環境-房総南端その2-. 地質雑, vol. 60, p. 388-399.
- 成瀬 洋・杉村 新・小池 清(1950)房総半島南端部の地質学的特徴. 地質雑, vol. 56, p. 297.
- 成瀬 洋・杉村 新・小池 清(1951)房総南端-新第三紀層-. 地質雑, vol. 57, p. 511-526.
- Nyst, M., Nishimura, T., Pollitz, F. F. and Thatcher, W. (2006) The 1923 Kanto Earthquake re-evaluated using a newly augmented geodetic data set. *J. Geophys. Res.*, vol. 110,
- 小川勇二郎(1980)三浦・房総両半島の新第三系シルト岩中に見られる細脈状破断劈開. 九大理研報(地質), 13巻, p. 321-327.
- Ogg, J. G. and Smith, A. G. (2004) The geomagnetic polarity time scale. In Gradstein, F.M., Ogg, J. G., Smith, A. G., eds. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, p. 63-86.
- Okada, H. (1989) Anatomy of trench-slope basins: examples from the Nankai Trough. *Palaeontology, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 71, p. 3-13.
- 大里重人・石綿しげ子・鈴木 茂・久保 崇・遠藤邦彦(2005)館山平野に発達する埋没谷と堆積物について. 日本地質学会第112年学術大会講演要旨, P-243.
- 大山 桂(1953)外洋水の化石群集(その1). 資源研彙報, No. 32, p. 23-30.
- Pickering, K. T. and Hiscott, R. N. (1985) Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorne Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, 32, p. 373-394.
- Pickering, K. T., Agar, S. M. and Prior, D. J. (1990) Vein structure and the role of pore fluids in early wet-sediment deformation, Late Miocene volcanoclastic rocks, Miura Group, SE Japan. In Knipe, R. J. and Rutter, E. H. (eds) *Deformation Mechanism, Rheology and Tectonics*, Geological Society of London Special Publish, no. 54, p. 417-430.
- Pickering, K. T., Underwood, M. B. and Taira, A. (1992) Open-ocean to trench turbidity-current flow in the Nankai Trough: flow collapse and reflection. *Geology*, 20, p. 1009-1012.
- Reimer, Paula J., Baillie, Mike G.L., Bard, Edouard, Bayliss, Alex, Beck, J Warren, Bertrand, Chanda J.H., Blackwell, Paul G., Buck, Caitlin E., Burr, George S., Cutler, Kirsten B., Damon, Paul E., Edwards, R Lawrence, Fairbanks, Richard G., Friedrich, Michael, Guilderson, Thomas P., Hogg, Alan G., Hughen, Konrad A., Kromer, Bernd, McCormac, Gerry, Manning, Sturt, Ramsey, Christopher Bronk, Reimer, Ron W., Remmele, Sabine, Southon, John R., Stuiver, Minze,

- Talamo, Sahra, Taylor, F.W., van der Plicht, Johannes, Weyhenmeyer, Constanze E. (2004) IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0-26 Cal Kyr BP. *Radiocarbon*, vol. 46, p. 1029-1058.
- 陸地測量部 (1926) 関東震災地帯に於ける土地の隆起及沈下状態. *地震研究所彙報*, vol. 1, p. 65-68.
- 斎藤実篤 (1992a) 房総半島南部の新生界の層位学的研究. *東北大地質古生物研報*, No. 93, p. 1-37.
- 斎藤実篤 (1992b) 房総半島に発達する火山岩及び火砕岩類の化学組成とそのテクトニクス上の意義. *核理研研究報告*. 第25号, p. 241-255.
- 斎藤実篤・酒井豊三郎・尾田太良・長谷川四郎・田中祐一郎 (1991) 房総半島南部の三浦層群-陸化した現世前弧域-. *月刊地球*, Vol. 13, p. 15-19.
- 斎藤常正 (1999) 最近の古地磁気層序の改訂と日本の標準微化石層序. *石油技術協会誌*, 第64号, p. 2-15.
- 笹生 衛 (2003) 千葉県白浜町における元禄汀線の再検討と村落景観の復元. *千葉県立安房博物館研究紀要*, vol. 10, p. 47-62.
- Shanmugam, G. and Moiola, R. J. (1995) Reinterpretation of depositional process in a classic Flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. *AAPG Bulletin*, vol. 79, p. 672-695.
- 柴 正博・花田正明 (1985) 房総半島野島崎の東南東沖にある海底谷 (房総海底崖) から得られたシルト岩. *東海大紀要海洋*, No. 20, p. 1-10.
- 渋谷 保・品田正一 (1986) 房総半島南端の作名背斜の形成過程. *地質雑*, vol. 92, p. 1-13.
- 白浜屏風岩地質構造調査班 (1988) 白浜屏風岩地質構造調査. 千葉県立中央博物館 (仮称) 設置に係る自然誌資料所在調査及び収集事業報告書 (昭和62年度・千葉県教育委員会), p. 120-141.
- 白浜屏風岩調査班 (1989) 白浜屏風岩地質構造調査. 千葉県立中央博物館 (仮称) 設置に係る自然誌資料所在調査及び収集事業報告書 (昭和63年度・千葉県教育委員会), p. 133-143.
- 宍倉正展 (2000) 離水海岸地形からみた1703年元禄関東地震における房総半島の地殻上下変動. *歴史地震*, vol. 16, p. 113-122.
- 宍倉正展 (2003) 変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル. *地震研究所彙報*, vol. 78, p. 245-254.
- 宍倉正展・宮内崇裕 (2001) 房総半島沿岸における完新世低地の形成とサイモテクトニクス. *第四紀研究*, vol. 40, p. 235-242.
- 宍倉正展・原口 強・宮内崇裕 (2001) 房総半島南西部岩井低地の完新世離水海岸地形からみた大正型関東地震の発生年代と再来周期. *地震第2輯*, vol. 53, p. 357-372.
- 宍倉正展・鎌滝孝信・高田圭太・鈴木敬一・岡村行信 (2005) 房総半島南西部における離水浜堤列の調査-大正型関東地震の発生年代の推定-. *活断層・古地震研究報告*, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No. 5, p. 51-68.
- Stow, D. A. V., Taira, A., Ogawa, Y., Soh, W., Taniguchi, H. and Pickering, K. T. (1998) Volcaniclastic sediments, process interaction and depositional setting of the Mio-Pliocene Miura Group, SE Japan. *Sedimentary Geology*, 115, p. 351-381.
- 杉原重夫・吉村光敏・細野 衛・森脇 広 (1978) 房総半島南部の後期更新世テフラ層と海岸段丘について. *第四紀研究*, vol. 16, p. 255-262.
- Suzuki, T. and Hachinohe, S. (1995) Weathering rates of bedrock forming marine terraces in Boso Peninsula, Japan. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, vol. 16, p. 93-113.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂 (1990) 那古地域の地質. *地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)*, 地質調査所, 48p.
- Suzuki, Y., Mitsunashi, T., Kodama, K., Shinada, Y., Yamauchi, S. and Urabe, A. (1998) Boso Peninsula -Guidebook of the Boso Peninsula-. November 20-21, International Symposium on New Concepts in Global Tectonics (NCGT-98 Tsukuba), 56p.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊池隆男・山内靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座栄一 (1995) 10万分の1東京湾とその周辺地域の地質 (第2版) 説明書. *特殊地質図 (20)*, 地質調査所, 109p.
- 鈴木祐一郎・秋葉文雄・神谷昌幸 (1996) 房総半島南部保田層群中の最後期漸新世珪質微化石群集. *地質雑*, vol. 102, p. 1068-1071.
- 高橋直樹 (1997) 嶺岡山地の地質. *千葉県の自然史*, 本編2, 千葉県の大地, 129-161.
- 高橋直樹・満岡 孝・加藤 新・横山一己 (2005) 南関東地方における第三紀/第四紀境界付近のテフラ鍵層 Kd38 の対比-房総半島の上総層群と千倉層群との対比-. *地質雑*, vol. 111, p. 371-388.
- 高野 仁 (1993) 19. 房総南端. A. 屏風岩付近. *地学のガイドシリーズ2:新千葉県 地学のガイド*, コロナ社, p. 158-163.
- 高野 仁・高橋 昇・黒川 彰 (1993) 19. 房総南端. B. 野島崎灯台付近. *地学のガイドシリーズ2:新千葉県 地学のガイド*, コロナ社, p. 163-167.
- 武村雅之 (2003) 関東大震災-大東京圏の揺れを知る-. 鹿島出版会, 139p.
- 田中館秀三 (1926a) 関東大地震と海岸の昇降運動 (其一). *地学雑誌*, vol. 38, p. 130-135.
- 田中館秀三 (1926b) 関東大地震と海岸の昇降運動 (其二). *地学雑誌*, vol. 38, p. 188-201.
- 田中館秀三 (1926c) 関東大地震と海岸の昇降運動 (其三). *地学雑誌*, vol. 38, p. 324-329.
- 田中館秀三 (1926d) 関東大地震と海岸の昇降運動 (其四). *地学雑誌*, vol. 38, p. 374-390.

- 徳橋秀一・壇原 徹・遠藤秀典・磯田邦俊・西村 進 (1983) フィッショントラック法を用いた若い年代測定の試みと問題点-房総半島上総・下総両層群の火山灰層を対象として, 地調月報, 34, p. 241-269.
- 土 隆一 (1987) : 房総半島南部の第三系・第四系の構造と地殻変動. 文部科学省科学研究費, 自然災害科学特別研究成果, No. A-61-2 : 関東平野直下の地震活動及び地震動予測についての基礎的研究 (自然災害科学総合研究班研究代表者: 宇佐美龍夫). p. 67-73.
- Tucker, M. E. (1982) Geological Society of London Handbook Series: The field description of sedimentary rocks. John Wiley & Sons, 106p.
- 綱川秀夫・小林洋二 (1984) 房総半島野島崎第三紀層に含まれる礫の K-Ar 年代. 火山, vol. 29, p. 57-58.
- ト部厚志 (1996) 房総半島における更新統豊房層群と上総層群中・上部の火山灰層による対比. 地球科学, 50 巻, p. 303-314.
- ト部厚志 (1997) 房総半島南端更新統豊房層群の層序と堆積シーケンス. 地球科学, 51 巻, p. 83-103.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 605p.
- 宇佐美龍夫・内野美三夫・吉村光敏 (1977) 房総半島南部の元禄地震史料. 62 p., 関東地区災害科学資料センター資料 (その9).
- 渡辺偉夫 (1998) 日本被害津波総覧 [第2版]. 東京大学出版会, 238p.
- 山口幸雄 (1974) 4. 白浜-房総南端. 千葉県地学のガイド編集委員会編, 地学のガイドシリーズ2 : 千葉県 地学のガイド, コロナ社, p. 51-59.
- 山本和彦・下平 聖・米沢正弘・森谷正孝 (1982) 12. 千倉・畑・名倉. 千葉県地学のガイド編集委員会編, 地学のガイドシリーズ14: 続千葉県 地学のガイド, コロナ社, p. 113-122.
- Yamamoto, Y. (2006) Systematic variation of shear-induced physical properties and fabrics in the Miura-Boso accretionary prism: The earliest processes during off-scraping. Earth and Planetary Science Letters, 244, p. 270-284.
- Yamamoto, Y. and Kawakami, S. (2005) Rapid tectonics of the Late Miocene Boso accretionary prism related to the Izu-Bonin arc collision. Island Arc, vol. 14, p. 178-198.
- Yamamoto, Y., Mukoyoshi, H. and Ogawa, Y. (2005) Structural characteristics of shallowly buried accretionary prism: Rapidly uplifted Neogene accreted sediments on the Miura-Boso Peninsula, central Japan. Tectonics, 24, TC5008, doi: 10.1029/2005TC001823.
- 山内靖喜 (1977) 秩父盆地の中新統内の乱堆積構造, その1, 形態. 地質雑, vol. 83, p. 475-489.
- 山崎直方 (1925) 関東地震の地形学的考察. 震災予防調査会報告, 100 乙, p. 11-54.
- Yokoyama, M. (1911) Climatic change in Japan since the Pliocene Epoch. Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, 32, Art. 5, p. 1-16.
- Yokoyama, M. (1924) Mollusca from the coral-bed of Awa. Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, 45, Art. 1, p. 1-62.
- 米沢正弘・前田四郎 (1977) 館山市南部の豊房累層の層序-Tephra にもとづいて-. 日本地質学会第84年学術大会, 講演要旨, p. 230.
- 米沢正弘・森谷正孝・山本和彦・下平 聖 (1982) 13. 館山・洲崎・神余. 千葉県地学のガイド編集委員会編編, 地学のガイドシリーズ14: 続千葉県 地学のガイド, コロナ社, p. 123-130.

付記 南房総層群

(川上俊介)

南房総層群 (新称)

本報告により新称した南房総層群のうち、館山地域の北方に分布する岩井袋層、東層、石堂層、原岡層、小浦層、小浜層について記載する。なお、館山地域北方の地質図については本報告の第4.1図に、南房総層群の地層の堆積年代は付図第5図に示した。

岩井袋層

命名 新称。

鈴木ほか(1990)の鋸南町岩井袋海岸に分布する天津層に相当する。

模式地 鋸南町岩井袋海岸。

分布 分布域は模式地のみに限られる。

層厚 少なくとも500mの層厚を持つ。

岩相 下部はシルト勝ち砂岩シルト岩互層と石灰質ノジュールを含む泥質基質からなる乱堆積層からなる。中部は砂勝ち粗粒砂岩砂質シルト岩互層からなる。上部はシルト勝ち砂岩シルト岩互層からなる。中部から上部にかけて上方細粒化及び薄層化が認められる。全層準を通じてスコリア層が挟在され、このことから下位の保田層群とは識別される。

層序関係 下限は保田層群青木山層に整合に重なり、模式地北方の勝山漁港で後期中新世の安房層群千畑礫岩部層(中嶋・渡辺, 2005)に不整合に覆われる(鈴木ほか, 1990)。

化石 放散虫, 石灰質ナノ化石が産出する。

年代 下部は中期中新世, 中～上部は後期中新世に相当する。

石灰質ノジュール及びシルト岩を13試料採取し放散虫化石層序検討を行った(付図第1図)。その結果, 下部と中部の間に時間間隙の存在が示唆された(付図第5図)。なお, 付図第1図中の試料Iw-01～05は岩井袋層下部, 試料Iw-06～07は中部, 試料Iw-08～13は上部に相当する。年代検討に使用した示準化石の産出状況は付図第5図の「本検討で確認された放散虫生層序イベント」に示した。

東層

命名 新称。

中嶋ほか(1981)の鴨川市東に分布する石堂層に相当する。

模式地 鴨川市東の曾呂川上流域。

分布 分布域は模式地のみに限られる。

層厚 少なくとも200mの層厚を持つ。

岩相 砂岩シルト岩互層からなり, 下部ほどシルト勝ちであり, 挟在される砂岩層は中～粗粒の淘汰の良い砂からなり上方厚層化を示す。全層準を通じてスコリア層が挟在され, このことから下位の保田層群とは識別される。

層序関係 下限は保田層群(中嶋ほか(1981)では安房層群江見層)に整合に重なる。東層は, 模式地北方で嶺岡層群と鴨川地溝帯南断層で接する。

化石 放散虫が産出する。

年代 中期中新世に相当する。

模式地の東地域においてシルト岩を12試料(Az-01～12)採取し放散虫化石層序検討を行った(付図第2図)。

石堂層

命名 成瀬ほか(1951)による。

成瀬ほか(1951)では「千倉累層」に含められていたが, 本報告では堆積年代及び岩相の類似性から南房総層群に含めた。本層は中尾ほか(1986)による石堂層群に相当する。

模式地 南房総市子神東部の道路沿い。

分布 南房総市和田町南部から西側の子神にかけて分布する。

層厚 少なくとも1,000mの層厚を持つ。

岩相 砂岩シルト岩互層からなり, 下部ほどシルト勝ちであり, 上方粗粒化及び厚層化が認められる。石堂層上部では, 乱堆積層がしばしば観察される。全層準を通じてスコリア層が挟在され, このことから下位の保田層群とは識別される。

層序関係 保田層群と断層関係で接し, 千倉層群及び豊房層群に不整合に覆われる。

化石 有孔虫, 放散虫, 石灰質ナノ化石が産出する。

年代 中期～後期中新世に相当する。

ほぼ全層準を網羅すべくシルト岩11試料(Id-01～11)を採取し放散虫化石層序検討を行った(付図第3図)。

原岡層

命名 新称。

鈴木ほか(1990)の南房総市富浦町原岡から豊岡にかけて分布する天津層に相当する。

模式地 南房総市富浦町豊岡の海岸沿い。

分布 模式地及びその内陸部にのみ分布する。

層厚 少なくとも200mの層厚を持つ。

岩相 砂岩シルト岩互層からなる。豊岡海岸の逢島周辺

では、乱堆積層が発達する。全層準を通じてスコリア層が挟在され、このことから下位の保田層群とは識別される。

層序関係 分布域北方の山崎地域で保田層群を整合に覆う。他の場所では、保田層群とは断層関係で接する。

化石 放散虫が産出する。

年代 中期～後期中新世に相当する。

模式地の豊岡海岸においてシルト岩2試料(To-01～02)を採取し放散虫化石層序検討を行った(付図第4図)。

小浜層

命名 新称。

鈴木ほか(1990)の南房総市富浦町南無谷の南無谷崎から小浜にかけての海岸沿いに分布する天津層に相当する。

模式地 南房総市富浦町南無谷の南無谷崎から小浜にかけての海岸沿い。

分布 模式地及びその東方の南房総市平久里下にかけて分布する。

層厚 少なくとも300mの層厚を持つ。

岩相 砂岩シルト岩互層からなる。小浜層下部の分布する南無谷崎では乱堆積層が発達する。小浜層最上部で急激な上方粗粒化及び厚層化が認められ、1mを越す層厚を示す厚いスコリア層及び砂岩層からなる小浦層に変化する。

層序関係 分布域南部で保田層群を整合に覆い、分布域北部で南房総層群小浦層に整合に覆われる。

化石 放散虫、石灰質ナノ化石が産出する。

年代 後期中新世に相当する。

模式地の南無谷崎においてシルト岩2試料(Kh-01～02)を採取し放散虫化石層序検討を行った(付図第4図)。

小浦層

命名 新称。

鈴木ほか(1990)の南房総市小浦にかけての海岸沿いに分布する天津層に相当する。

模式地 南房総市小浦にかけての海岸沿い。

分布 模式地及びその東方の南房総市平久里下にかけて分布する。

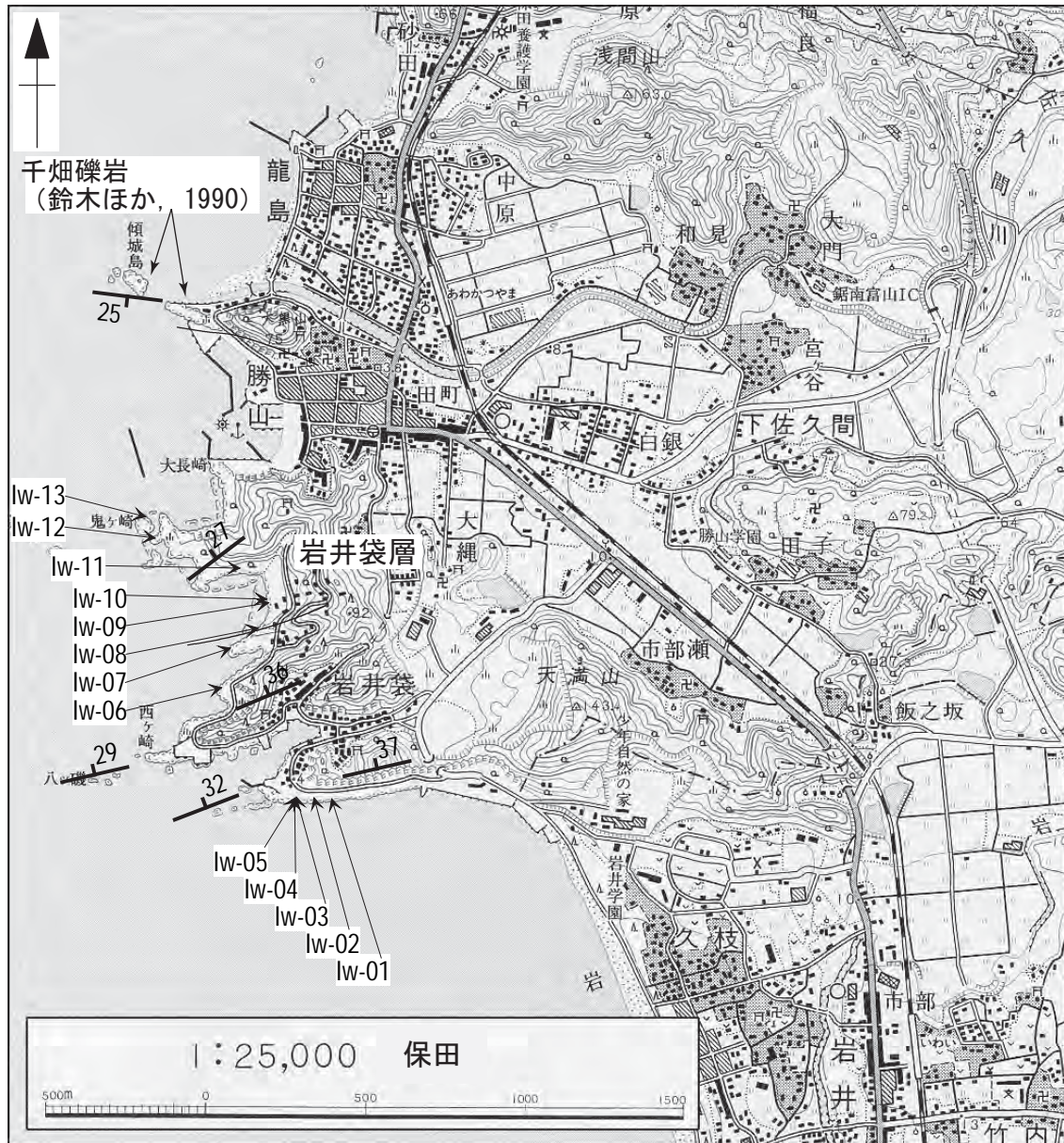
層厚 少なくとも300mの層厚を持つ。

岩相 スコリア質極粗粒砂岩と細～中礫からなる礫岩層からなり、まれに凝灰質中粒砂岩の薄層を挟在する。

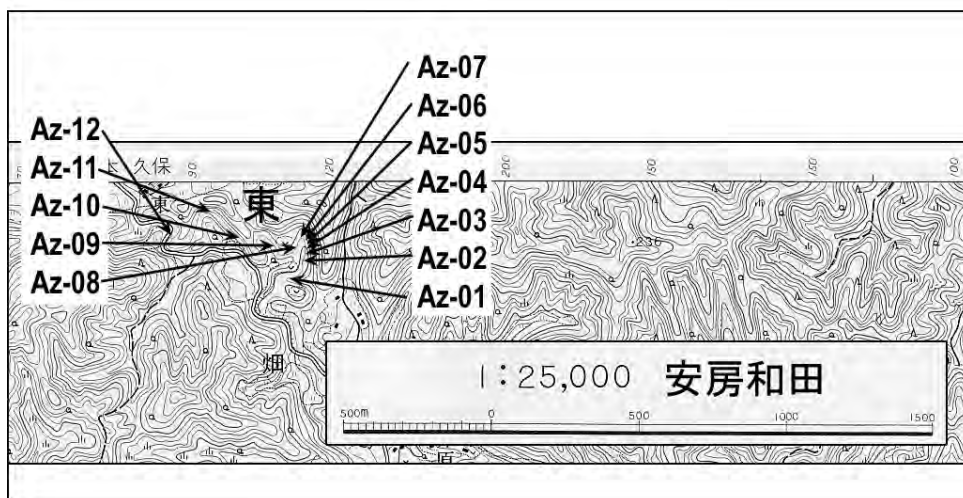
層序関係 分布域南部で南房総層群小浜層を整合に覆う。

化石 未発見。

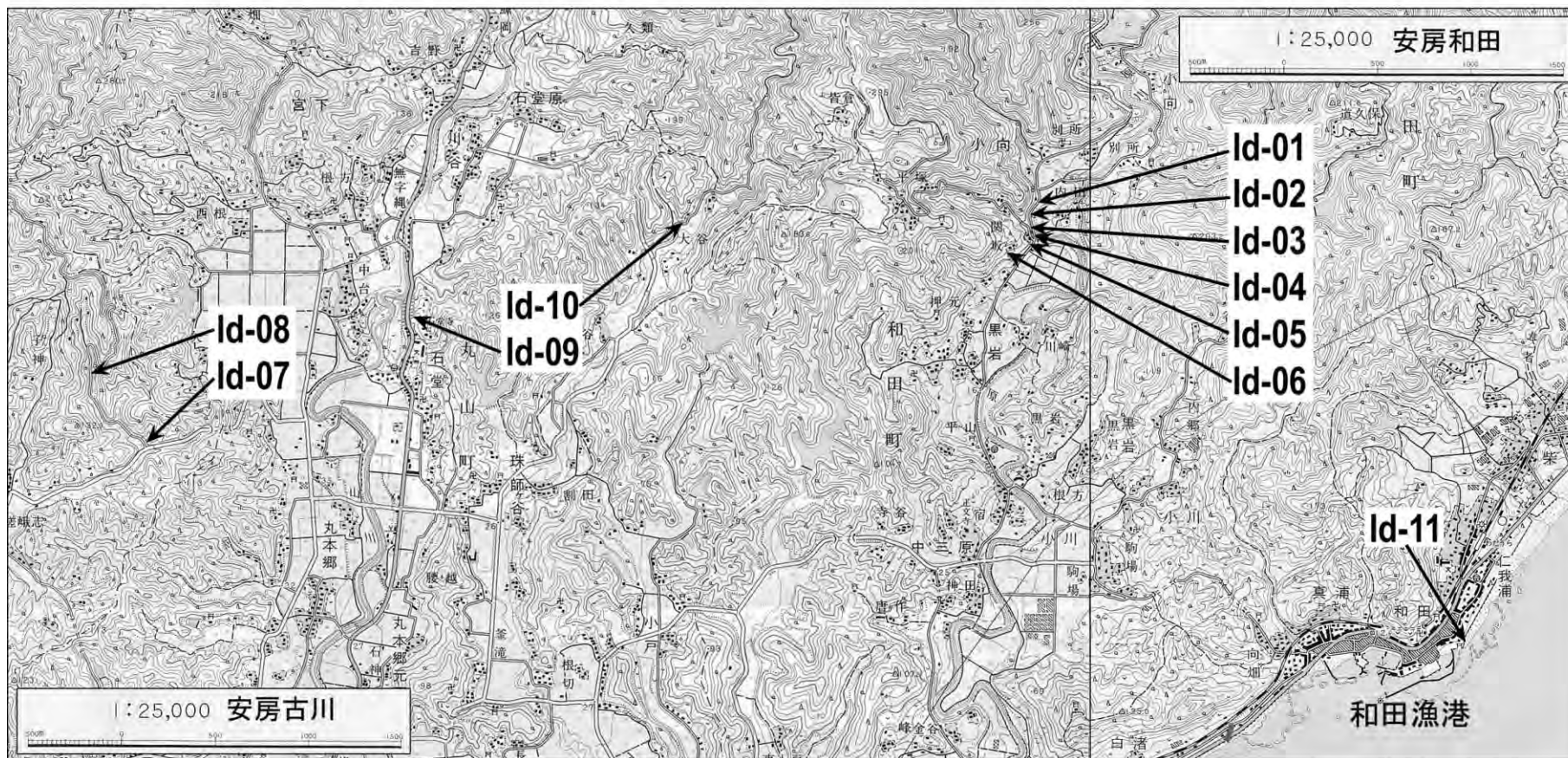
年代 小浦層下部のシルト岩2試料(Ku-01～02)を採取したが年代検討に有効な化石は得られなかった。下位の小浜層との層序関係から後期中新世に相当すると考えられる。



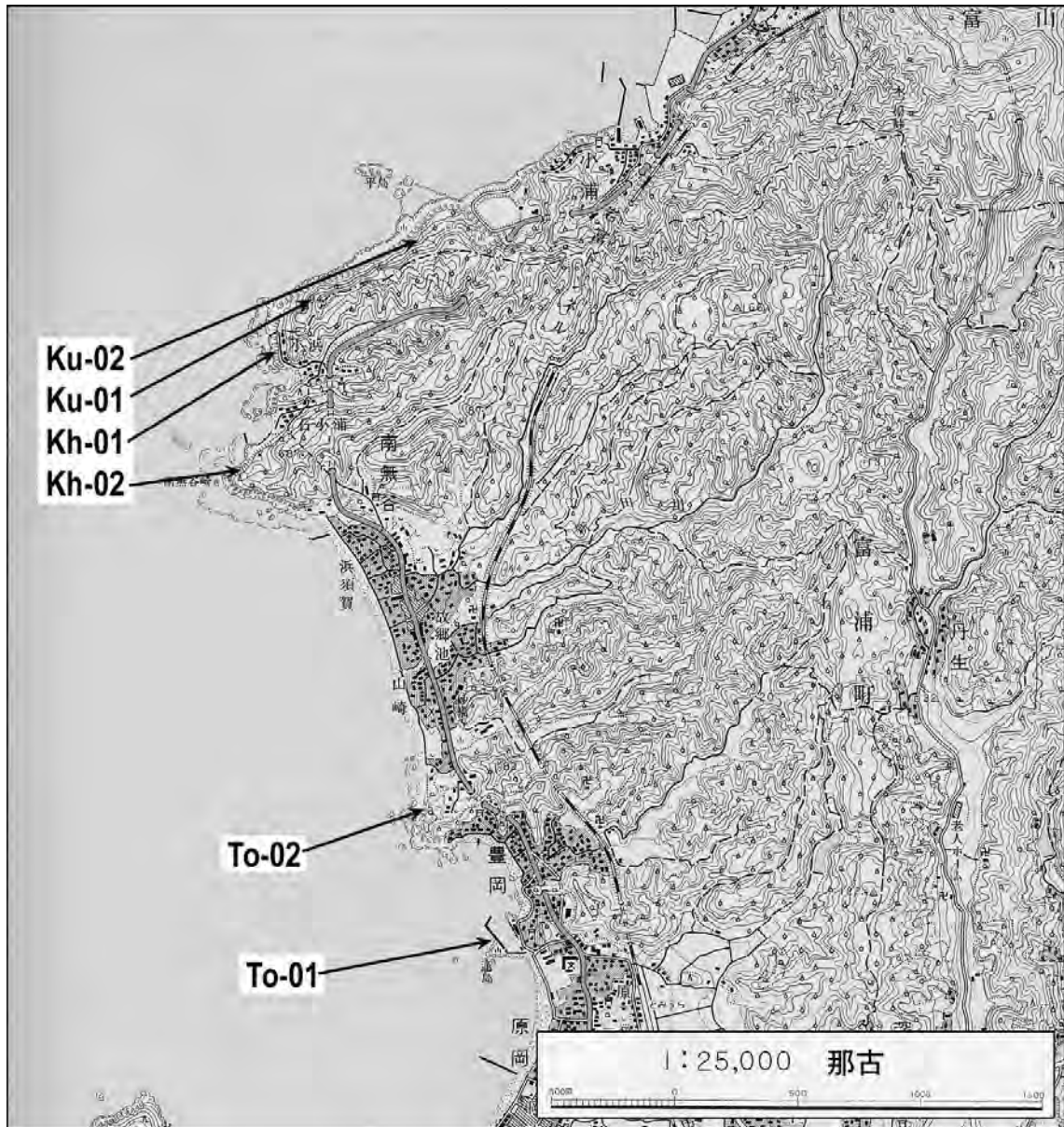
付図 第1図 岩井袋地域の検討試料採取位置図



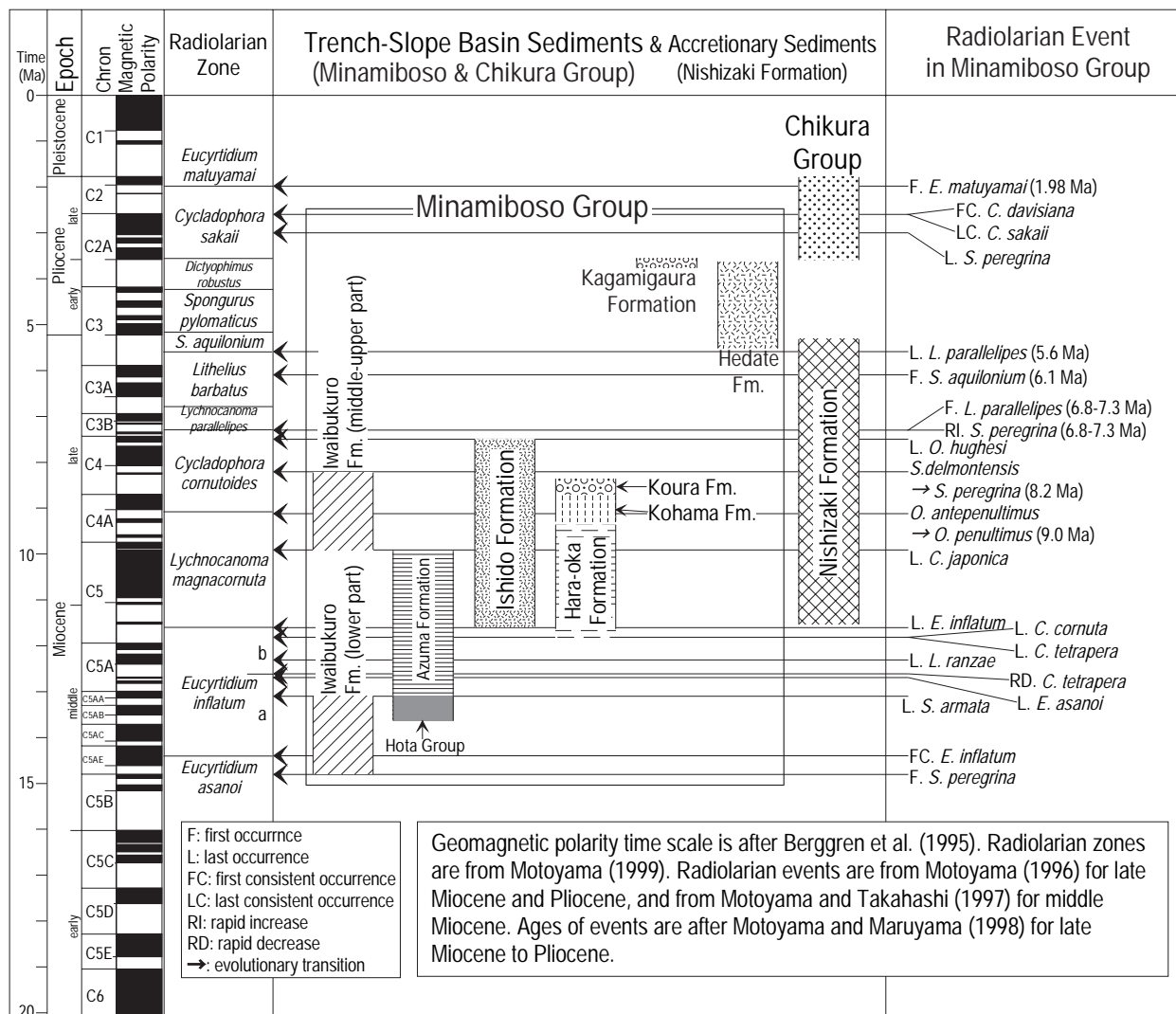
付図 第2図 東地域の検討試料採取位置図



付図 第3図 石堂地域の検討試料採取位置図



付図 第4図 小浜地域の検討試料採取位置図



付図 第5図 南房総層群の堆積年代図

付記 凝灰岩鍵層の記載

(川上俊介)

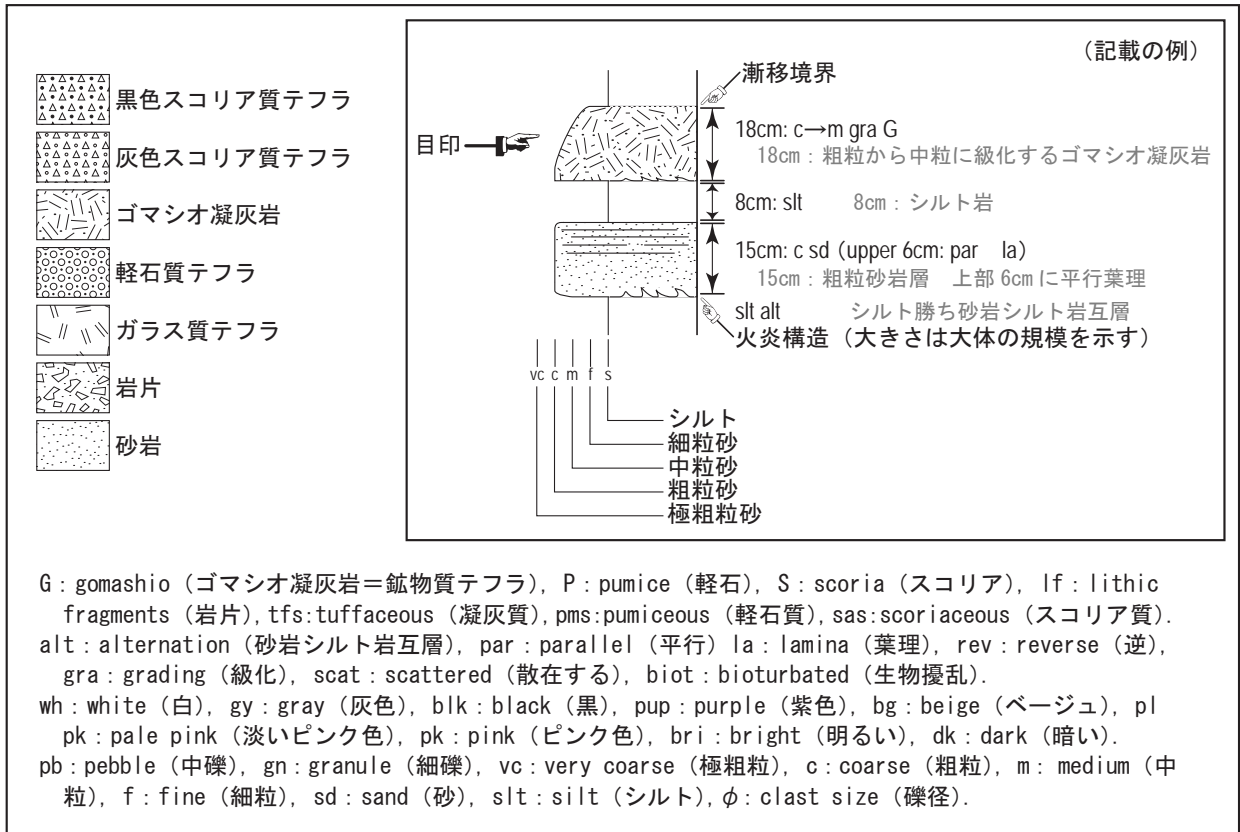
館山地域の層序構造の把握のために利用した凝灰岩鍵層について以下に記載した。本地域の地層は、色・堆積構造において特徴を持つ数多くの凝灰岩層が挟在されており、一つの層のみでの対比・追跡は不可能である。そこで、本地域では、幾つかの特徴的な凝灰岩層の組み合わせを一つの鍵層（組層）としてまとめ、野外でそれらの組み合わせを側方に追跡し、地層の対比を行った。本報告では、数多くある凝灰岩層の中でも特に特徴的であり、地質構造を把握する際に役立つ鍵層について示した。本報告の鍵層と既存の報告の鍵層との層位関係を付図第24図に記した。

火山灰鍵層の命名にあたり、黒川(2005)は、モードルートごとに通し番号を付けていく方法や、地名を利用して2～3文字のアルファベットの組み合わせで命名する方法などを提案している。小竹ほか(1999)による命名は後者により行われた。本報告では、SH～HI鍵層については小竹ほか(1999)に従い、それ以外については(私信による未公表データも含めて)安房団体研究グループによる鍵層を使用した。なお、豊房層群中のOZ鍵層及びBZ鍵層については、本報告で独自に記載した。OZ鍵層は小竹ほか(1999)の鍵層「Kb-5」より数十m上位に位

置し、BZ鍵層は小竹(1988)の鍵層「Hn-3.5」より数十m下位に位置する。

千倉・豊房層群の堆積は断層や褶曲構造に規制されており、層厚や岩相の側方変化が著しい(第5.9図、第9章)。したがって単一のモードルートを設定するのは困難であり、調査の進展により通し番号をつけた鍵層の間に新たな鍵層が何層も設定され長い鍵層名になってしまう事が多々ある。ゆえに本報告では、地質図上での表記の簡素化を計るため2文字のアルファベットからなる鍵層名を使用した。

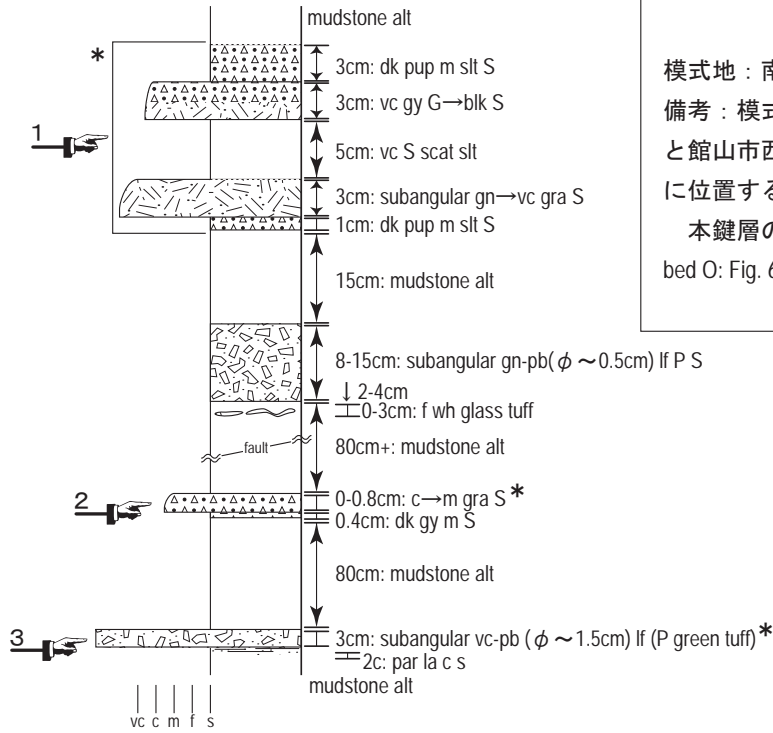
本報告及び安房団体研究グループによる鍵層名の命名では、鍵層のモード地の地名や色などの産状によるイメージに基づいてランダムに2文字のアルファベットを用いて命名を行っている。鍵層名(記載中のCall Name)については、科学報告書として一部に不適切な表現も使用されている。遊離斑晶鉱物を主として、軽石やスコリアや火山岩片を含む、白黒モザイク状の色彩を呈する鉱物質凝灰岩層について、本報告では「ゴマシオ」凝灰岩として記載した。また、一部に抽象的な色彩表現を用いた。これらは野外での記載をよりリアルに反映しようとした結果である。



付図 第6図 鍵層記載の例と略号

HG 鍵層

記載：白子漁港南方の瀬戸川河口



HG 鍵層

Initial Name: HG Key Bed

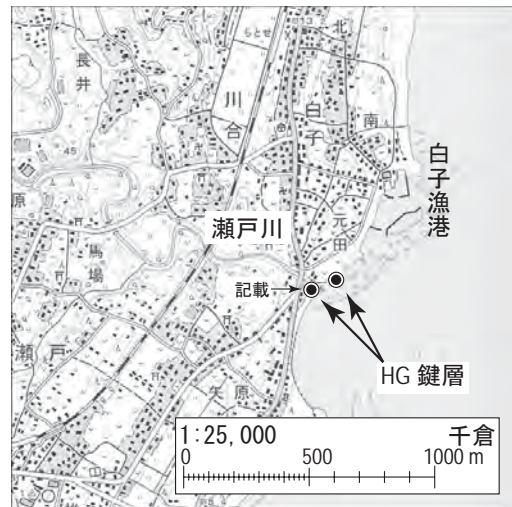
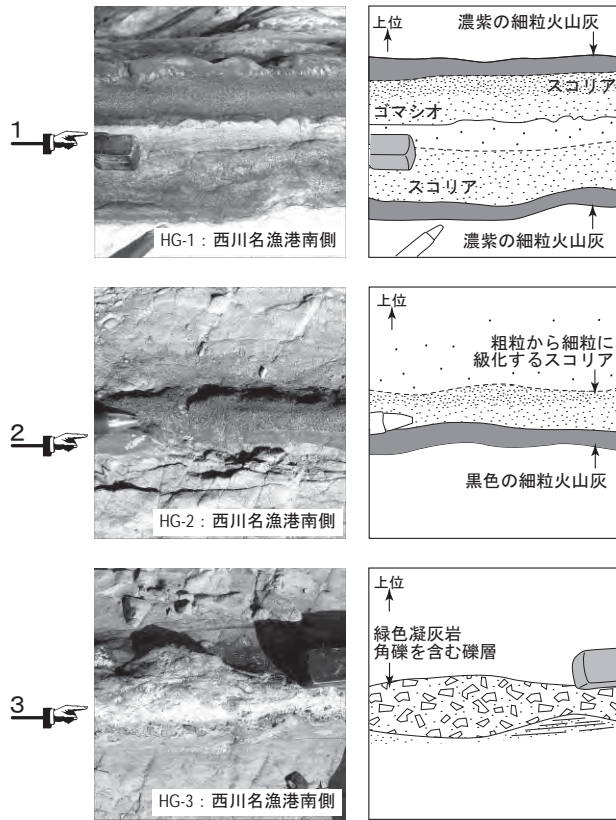
Call Name: H Gee

模式地：南房総市千倉町の瀬戸川河口

備考：模式地の南房総市千倉町瀬戸川の河口付近と館山市西川名の2箇所で観察される西岬層下部に位置する鍵層である。

本鍵層の目印③は Yamamoto *et al.* (2005) 中の“Key bed O: Fig. 6” と同一である (山本私信)。

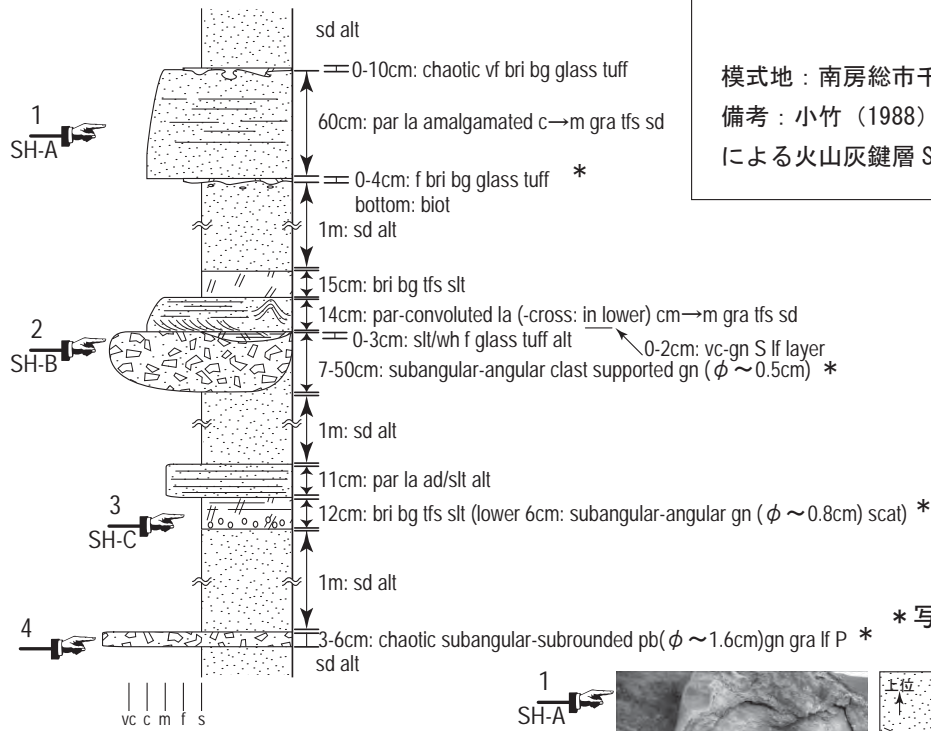
* 写真及びスケッチ



付図 第7図 HG 鍵層

SH 鍵層

記載：白間津漁港南方（第 5.8 図ルート 15）



SH 鍵層

Initial Name: SH Key Bed

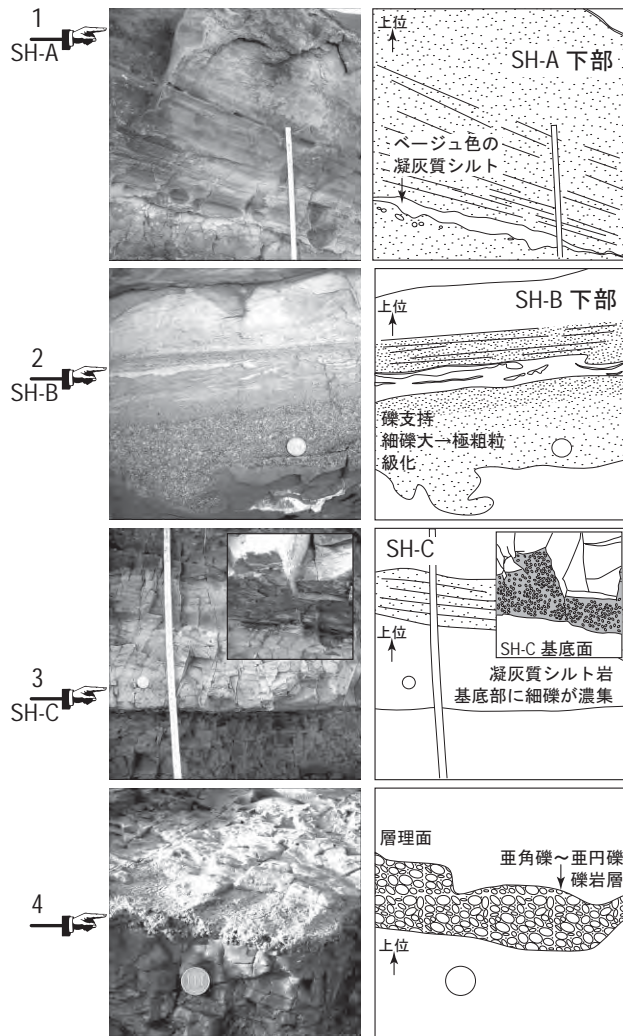
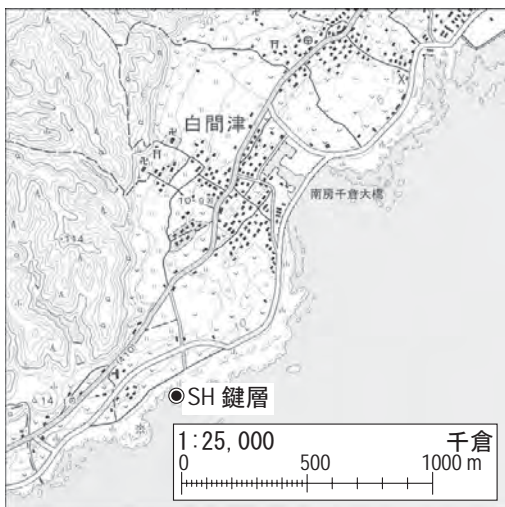
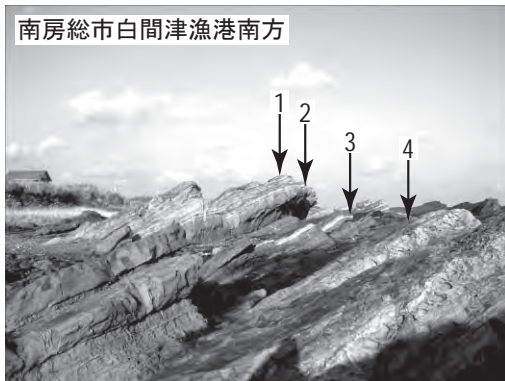
Call Name: ShiraHama

模式地：南房総市千倉町白間津漁港南方

備考：小竹（1988）及び小竹ほか（1999）

による火山灰鍵層 SH と同一である。

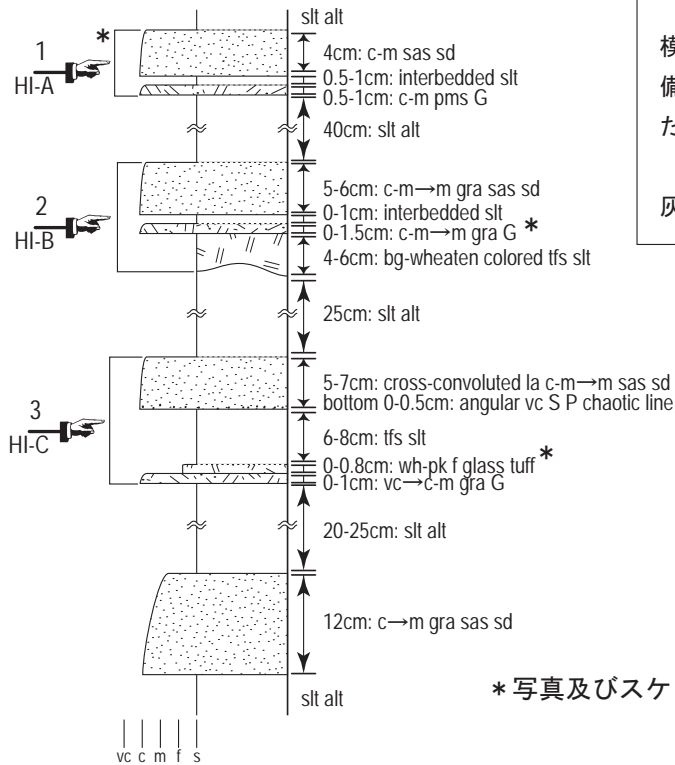
* 写真及びスケッチ



付図 第 8 図 SH 鍵層

HI 鍵層

記載：南房総市千倉町平磯漁港



HI 鍵層

Initial Name: HI Key Bed

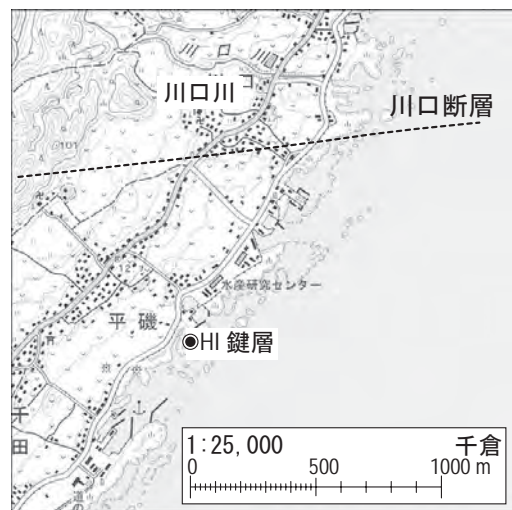
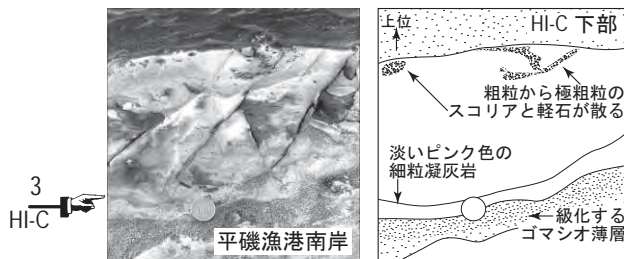
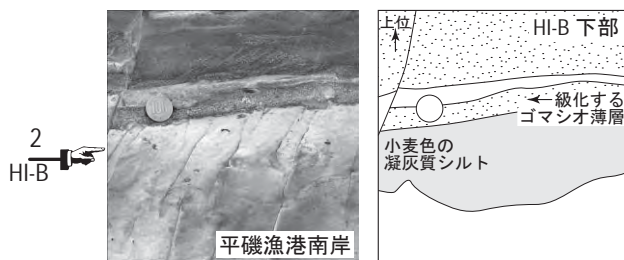
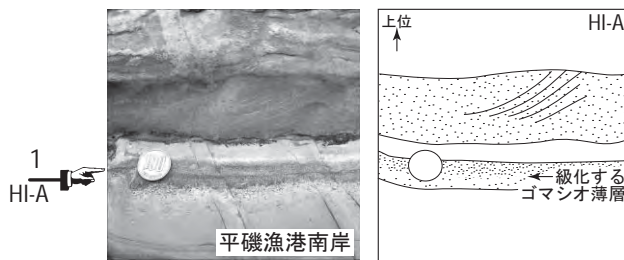
Call Name: Hlraiso

模式地：南房総市千倉町平磯漁港南岸

備考：SH 鍵層の上位側，南房千倉大橋の南岸のたもとに HI-C が観察される。

小竹（1988）及び小竹ほか（1999）による火山灰鍵層 HI と同一である。

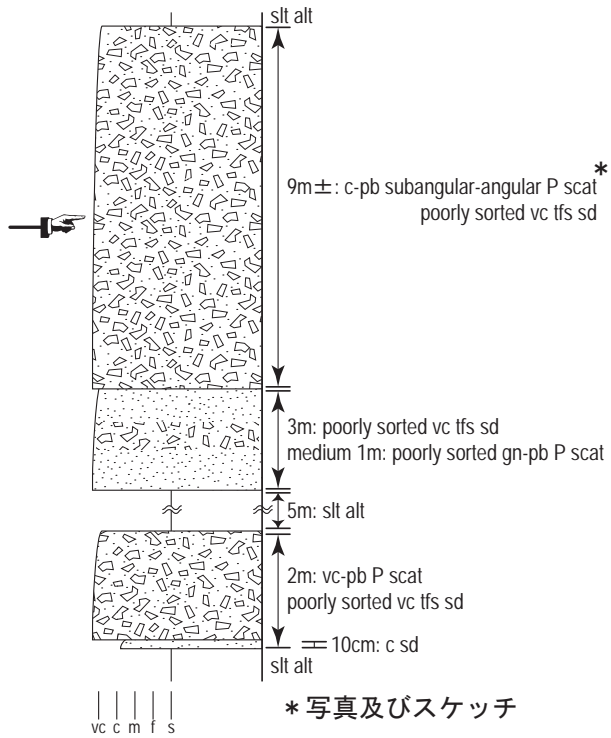
* 写真及びスケッチ



付図 第9図 HI 鍵層

GP 鍵層

記載：白浜町千倉町境界付近の沢（第 5.8 図ルート 14）



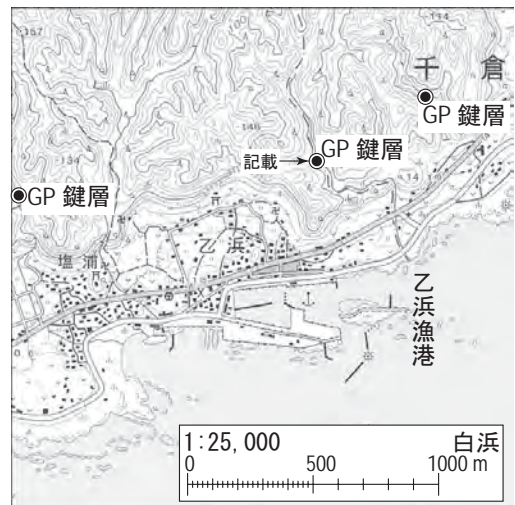
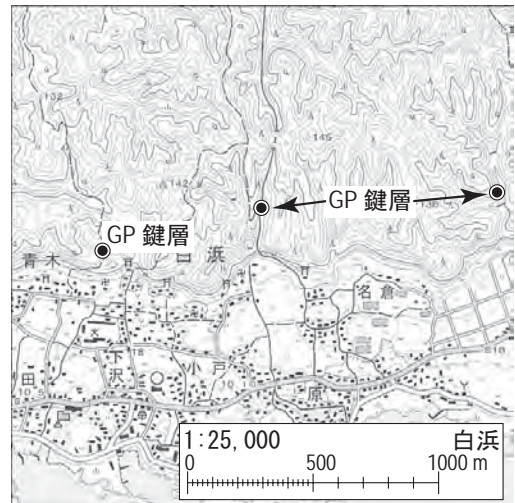
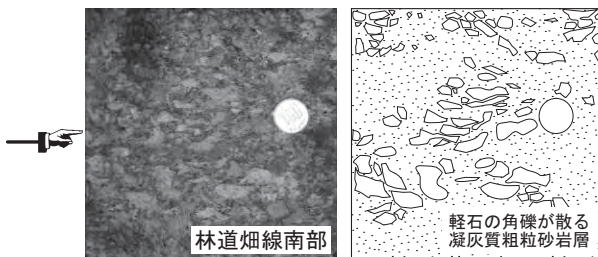
GP 鍵層

Initial Name: GP Key Bed

Call Name: GaraPpachi

模式地：南房総市白浜町と千倉町の境界付近の沢
備考：模式地から西方の白浜町滝山南部にかけて 10m に及ぶ厚い中礫大の軽石礫岩層として追跡される。GP 鍵層よりも下位の層準にも軽石礫岩層が観察されるが、GP 鍵層は下記の写真のように特徴的な角礫からなることから区別される。

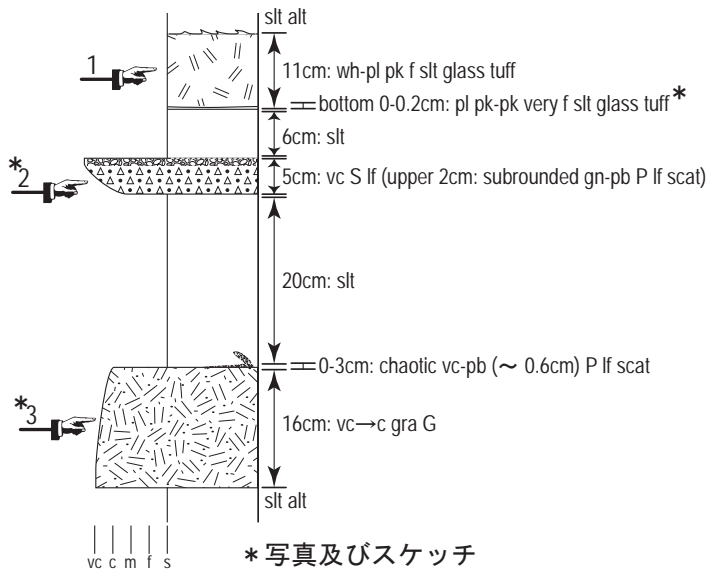
小竹ほか（1995）による火山灰鍵層 AK と同一である。



付図 第 10 図 GP 鍵層

YK 鍵層

記載：めがね橋南東の道路沿い（第 5.8 図ルート 5）



YK 鍵層

Initial Name: YK Key Bed

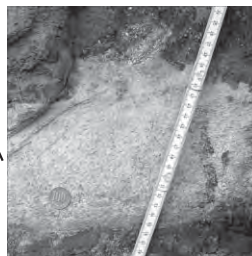
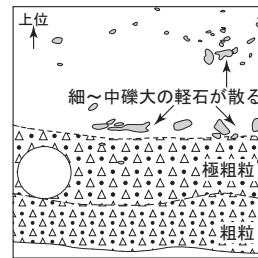
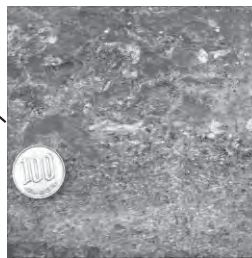
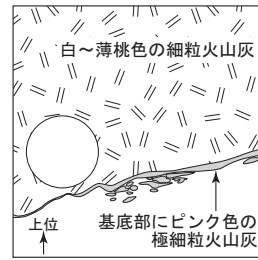
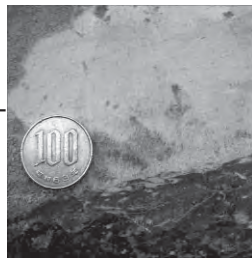
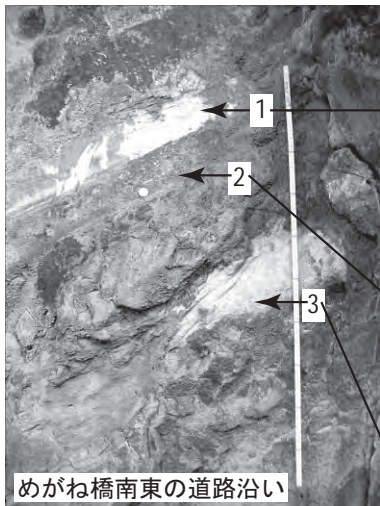
Call Name: YaKko

模式地：南房総市白浜町滝口西方

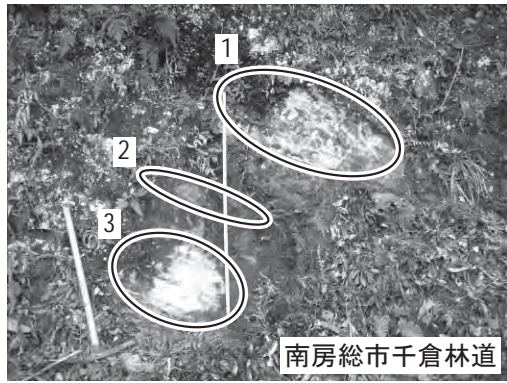
長尾川下流にかかる「めがね橋」の東南側の道路沿いの崖の南端で観察される。

備考：模式地の YK 鍵層は東方で乱堆積層となり、林道畑線（第 5.8 図）で乱堆積層中に観察される。

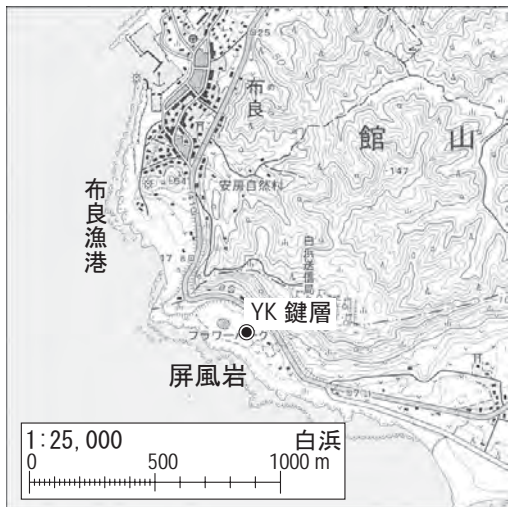
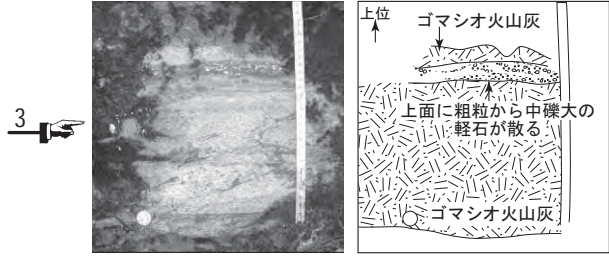
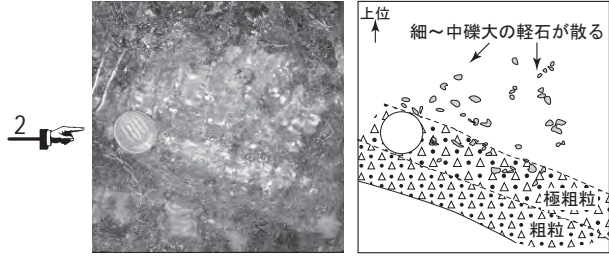
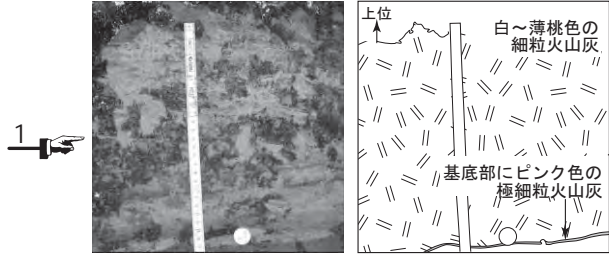
YK 鍵層は林道千倉線（第 5.8 図）及び畑地域東方、そして布良漁港東南でも観察され、そこから小竹（1988）及び小竹ほか（1995）による千倉層群布良層と千倉層群南朝夷層は同時期の堆積物であることが理解される。



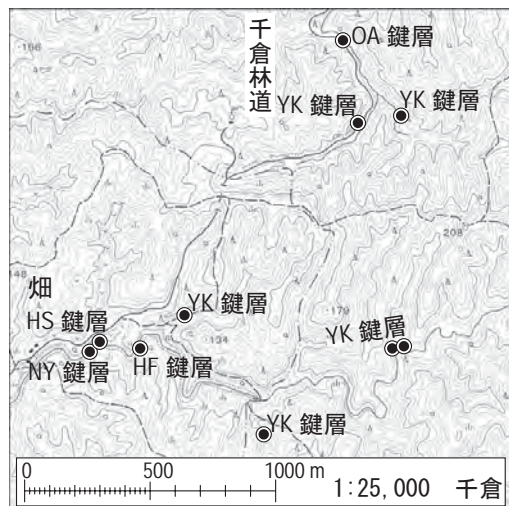
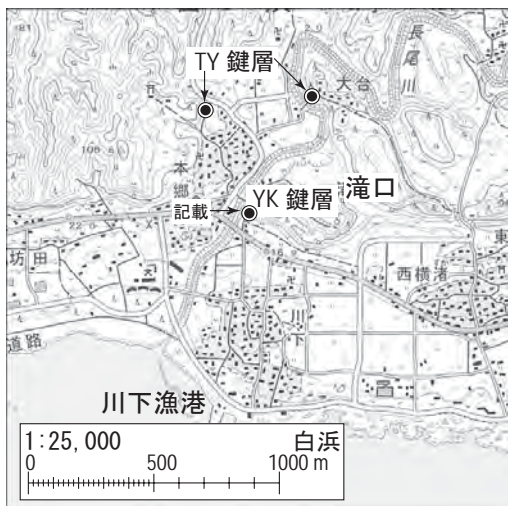
付図 第 11 図 YK 鍵層



南房総市千倉林道



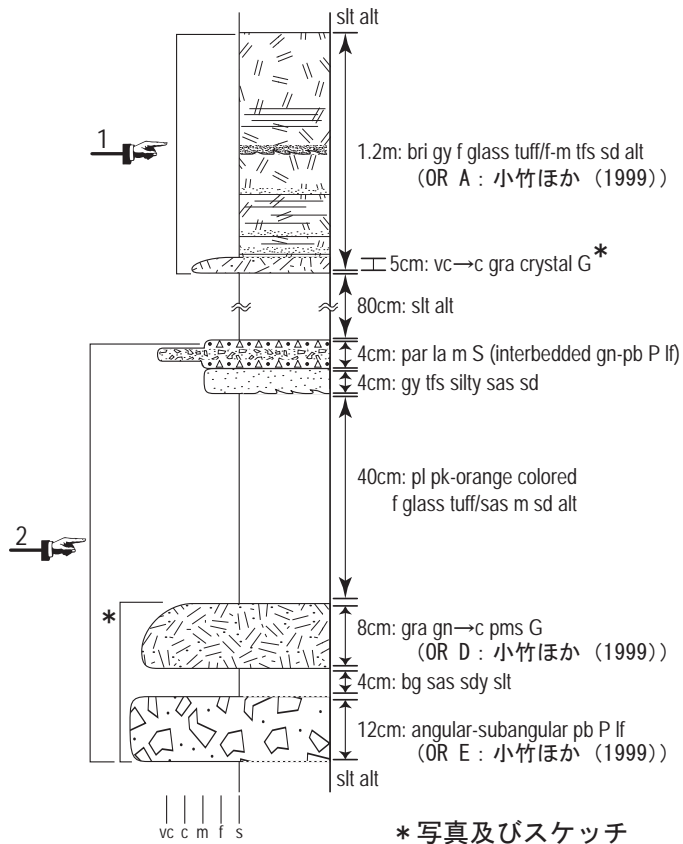
林道千倉線では1mを超す厚い砂層に挟まれてYK鍵層が観察される。



付図 第11図 YK鍵層 (続き)

OA 鍵層

記載：林道小松線南方（第 5.8 図）



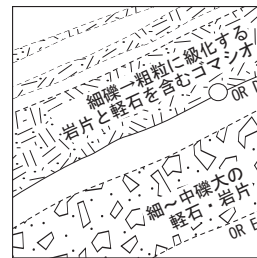
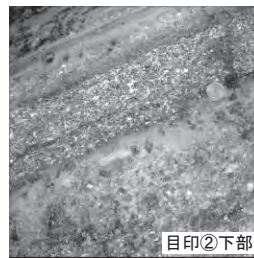
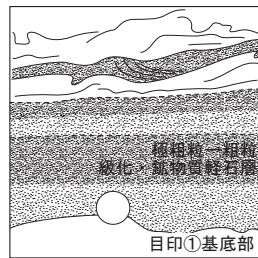
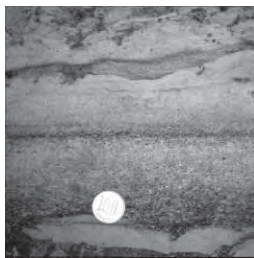
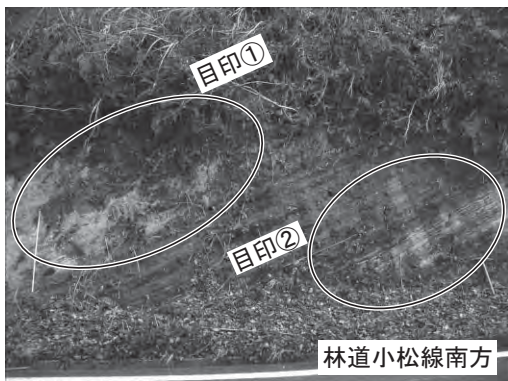
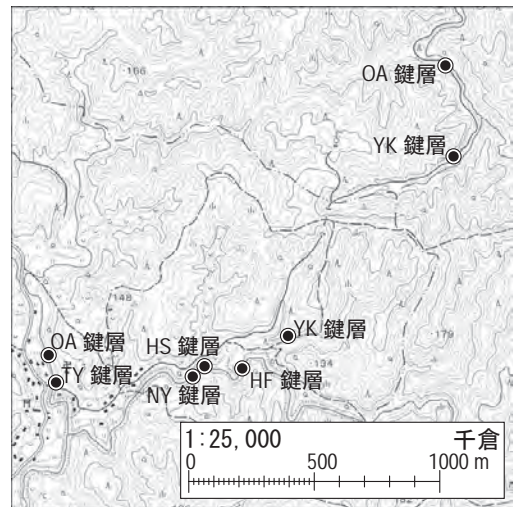
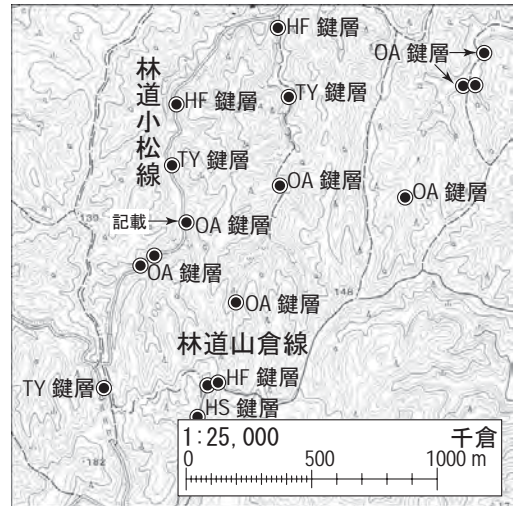
OA 鍵層

Initial Name: OA Key Bed

Call Name: Ogata Asami

模式地：林道小松線南方の林道沿い

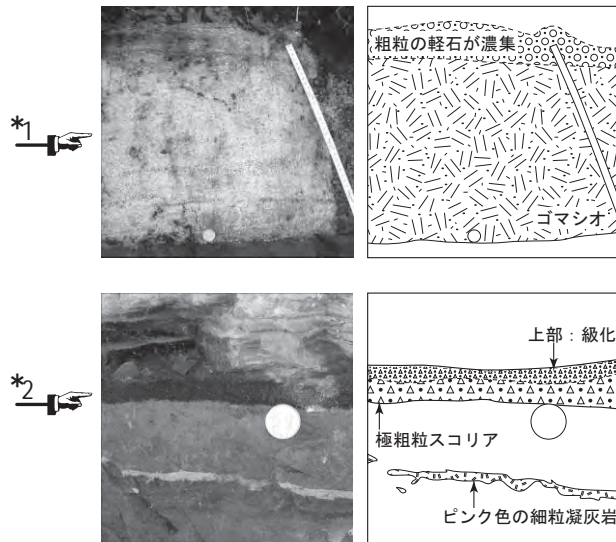
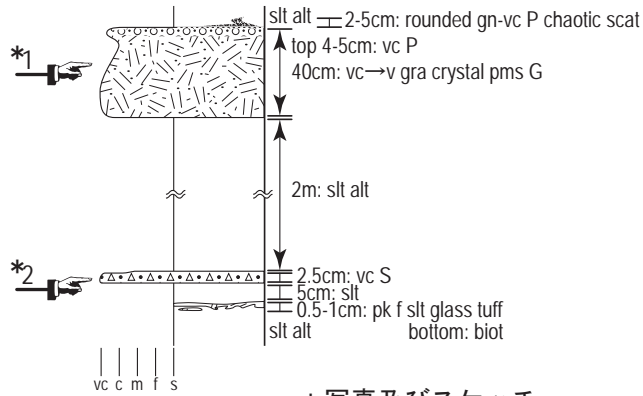
備考：安房団体研究グループ (1990) の OA 鍵層, 小竹 (1988) 及び小竹ほか (1999) による火山灰鍵層 OR と同一である。



付図 第 12 図 OA 鍵層

TY 鍵層

記載：南房総市白浜町滝口（第 5.8 図ルート 2）



TY 鍵層

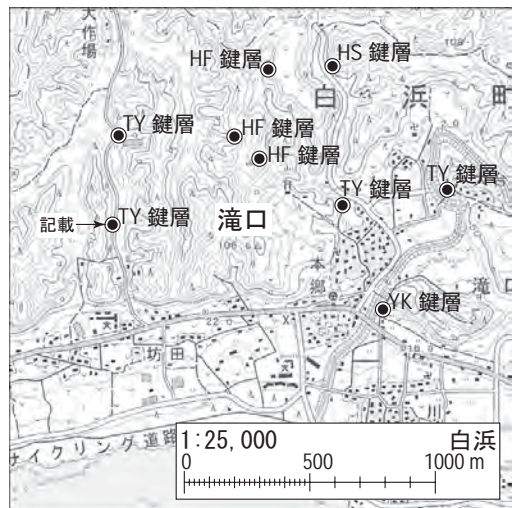
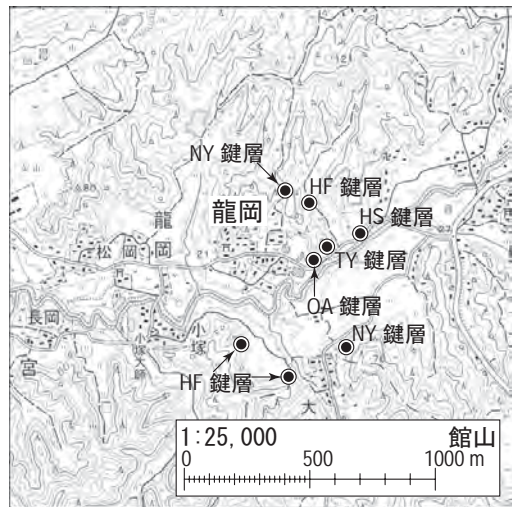
Initial Name: TY Key Bed

Call Name: Tanima no Yuri

模式地：南房総市白浜町滝口（根本向斜南翼）

備考：安房団体研究グループ（1990）の TY 鍵層と同一である。小竹（1988）及び小竹ほか（1999）による火山灰鍵層 Nj-5 の数 m 下位の層準にあたる地層である。

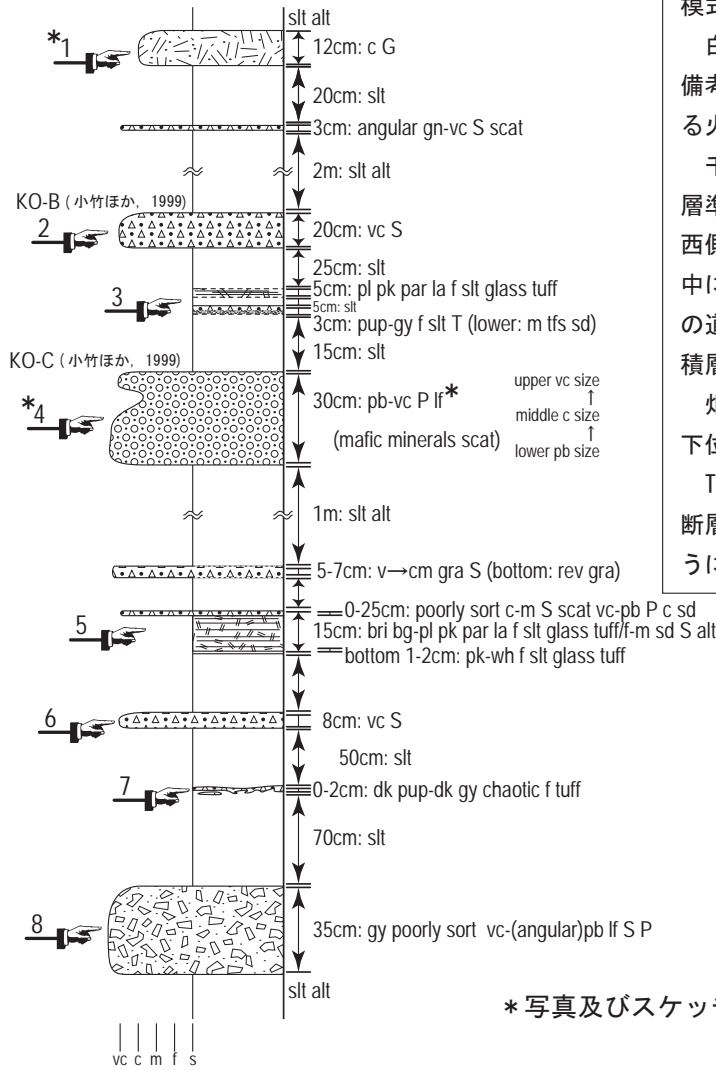
根本向斜南翼～北翼，千倉断層南側～北側，神余向斜～作名背斜というように，本地域で広範に追跡される鍵層である。



付図 第 13 図 TY 鍵層

HF 鍵層

記載：南房総市滝山（第 5.8 図ルート 11）



* 写真及びスケッチ

HF 鍵層

Initial Name: HF Key Bed

Call Name: Hosokawa Fumie

模式地：南房総市白浜町滝山

白浜町から白浜ダムに向かう途中の道沿い

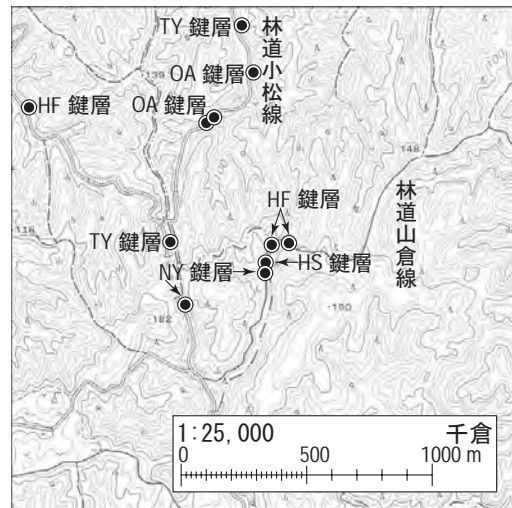
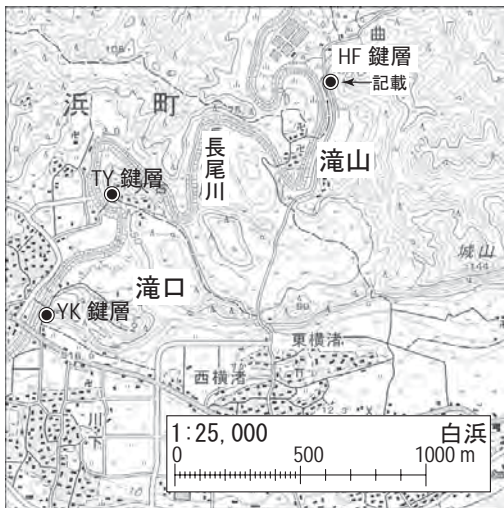
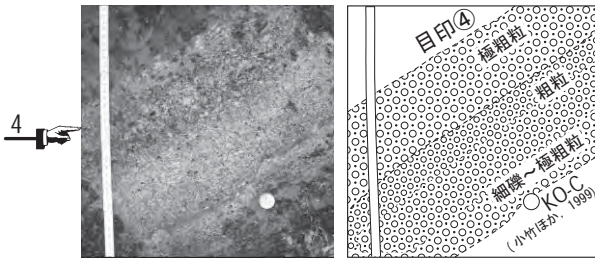
備考：小竹（1988）及び小竹ほか（1999）による火山灰鍵層 KO と同一である。

千倉断層の南側に分布する HF 鍵層の直下の層準では、砂質基質支持・乱堆積層が発達し、西側の根本向斜周辺で HF 鍵層自体も乱堆積層中に観察される。なお、林道畑線（第 5.8 図）の道路沿い及び沢沿いで HF 鍵層と下位の乱堆積層が良好な露出で観察される。

畑東部の長尾川砂岩部層中の HF 鍵層の数 m 下位側に布良層との不整合面が観察される。

TY 鍵層と同様に根本向斜南翼～北翼，千倉断層南側～北側，神余向斜～作名背斜というように、本地域で広範に追跡される鍵層である。

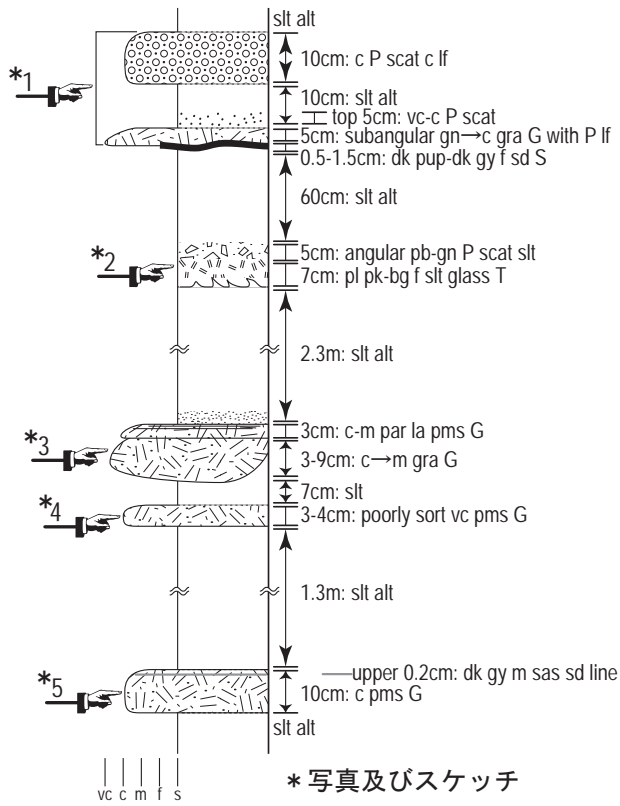
付図 第 14 図 HF 鍵層



付図 第14図 HF 鍵層 (続き)

HS 鍵層

記載：林道畑線（第 5.8 図ルート 12）



HS 鍵層

Initial Name: HS Key Bed

Call Name: HeSo

模式地：南房総市白浜町林道畑線

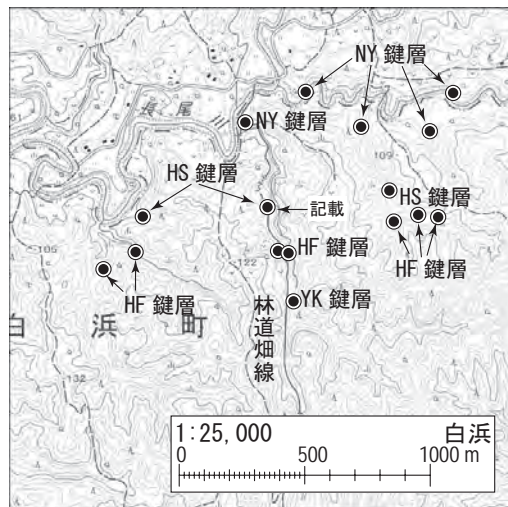
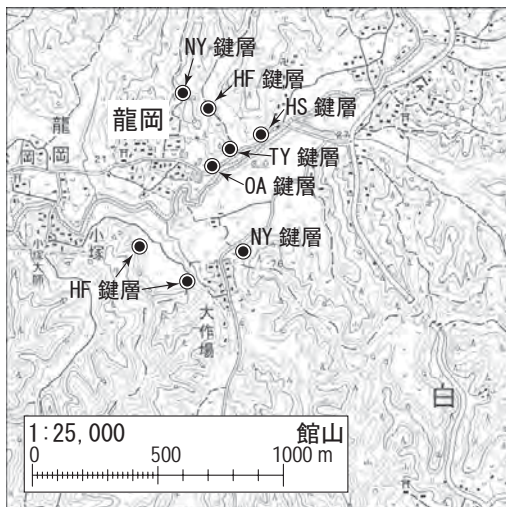
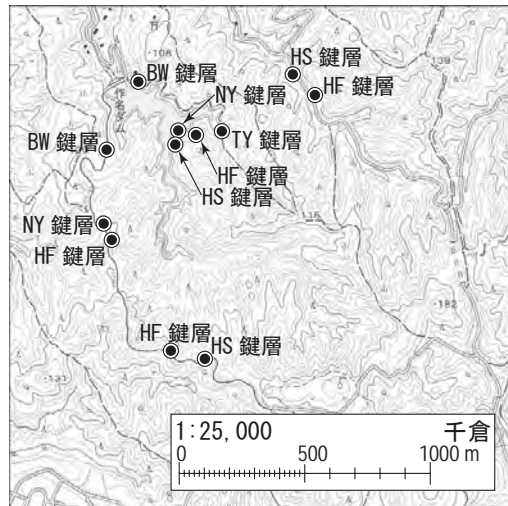
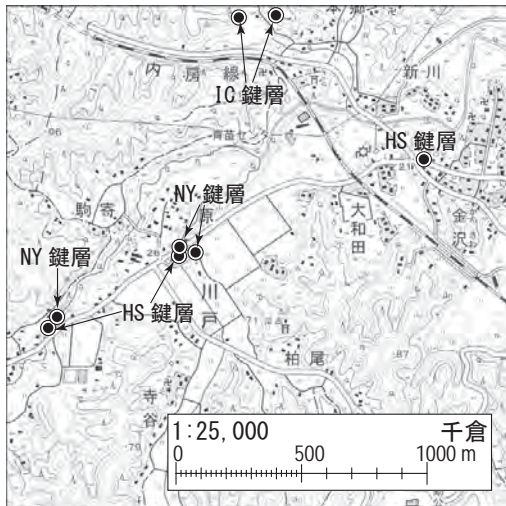
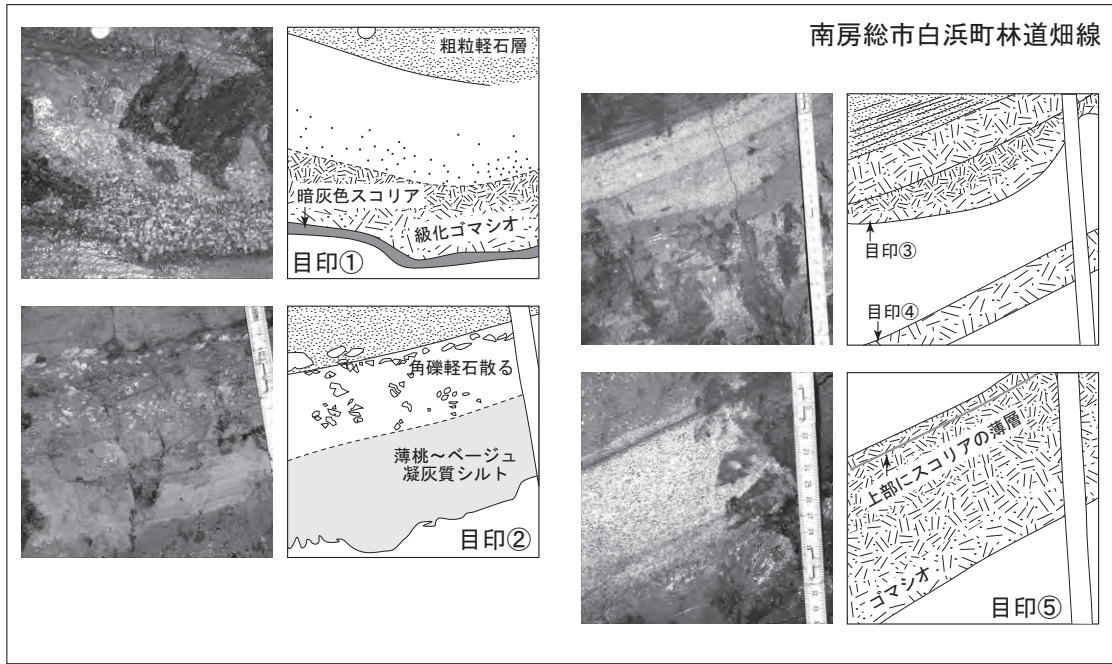
備考：本地域において最も連続的に追跡される鍵層である。

南房総市千倉町宇田地域では真野から宇田に抜ける手掘りのトンネルの北側に観察され、そこから HS 鍵層の模式地の林道畑線と同時期の堆積物であることが理解される。

南房総市千倉町川戸地域では、瀬戸川の河床に HS 鍵層及びその上位の NY 鍵層が観察される。

館山市龍岡では、砂質シルト岩層中に HS 鍵層が観察され、前後の鍵層との距離が非常に近く、龍岡地域での層厚が他地域に比べて非常に薄くなっていることが理解される。

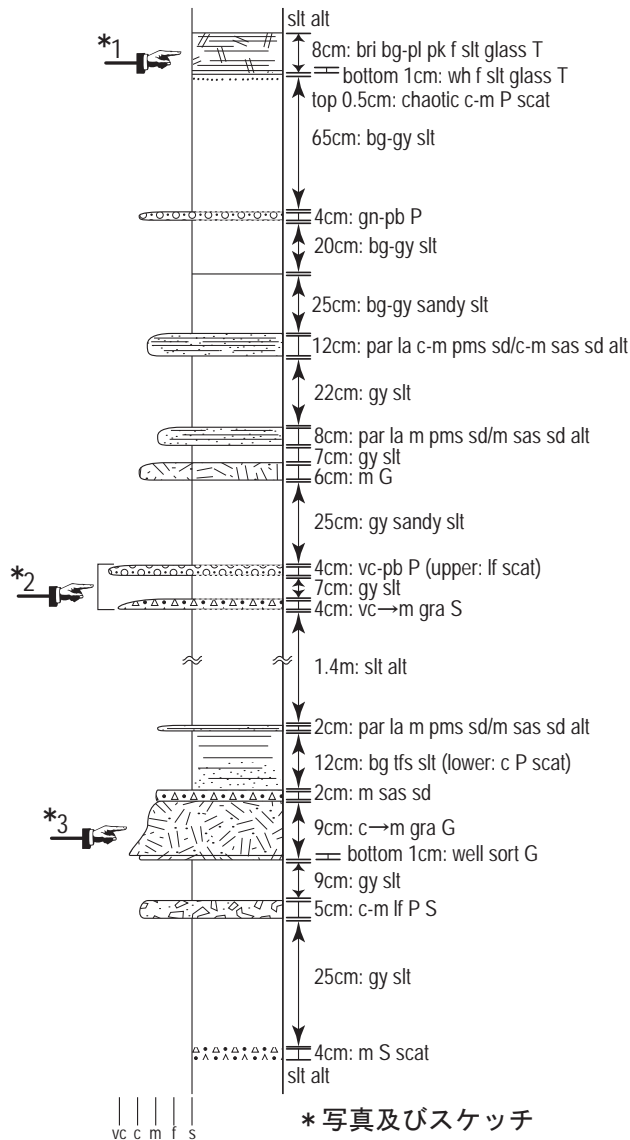
付図 第 15 図 HS 鍵層



付図 第15図 HS 鍵層 (続き)

NY 鍵層

記載：林道畑線（第 5.8 図ルート 12）



NY 鍵層

Initial Name: NY Key Bed

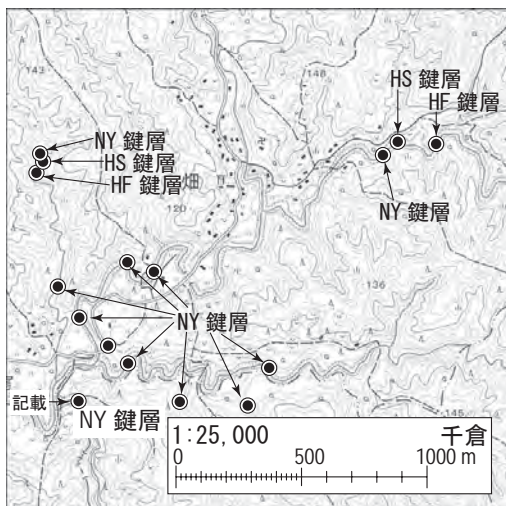
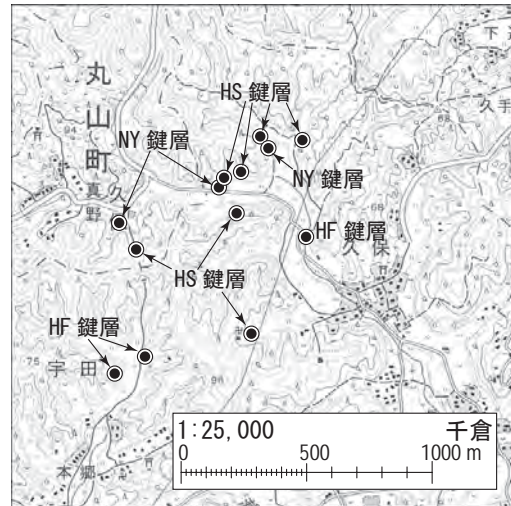
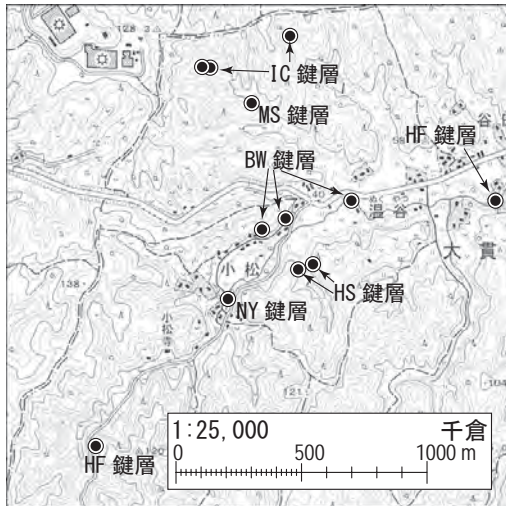
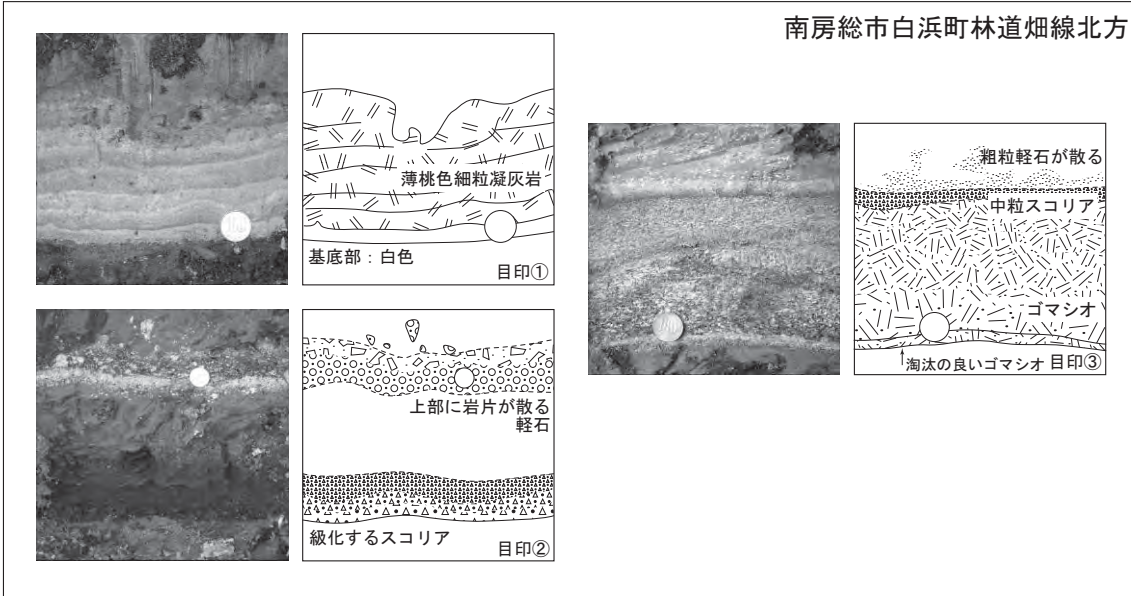
Call Name: NaoYa

模式地：南房総市白浜町林道畑線北方

備考：小竹（1988）による HT 鍵層の数十 m 上位に位置する鍵層である。HS 鍵層と同様に本地域において追跡しやすい鍵層であり、HS 鍵層との間の層厚を確認することにより、褶曲や断層を越えた際の側方変化が認識出来る。

長尾川砂岩部層中では目印①～③まで全て観察される。千倉断層北側では、目印①は、まれにしか観察されず、主に目印②～③のみが観察される。

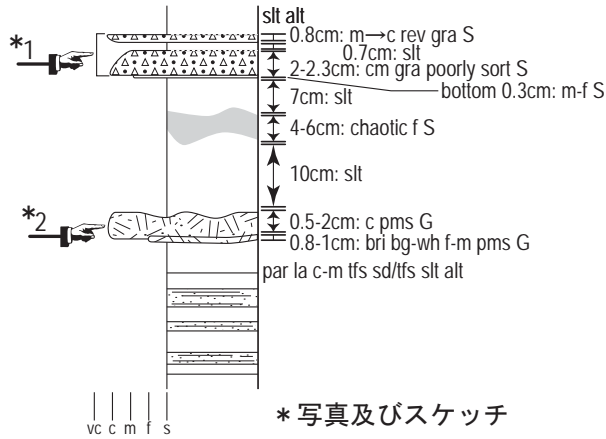
南房総市白浜町林道畑線北方



付図 第16図 NY鍵層 (続き)

BW 鍵層

記載：林道南条線北方（第 5.8 図 b）



BW 鍵層

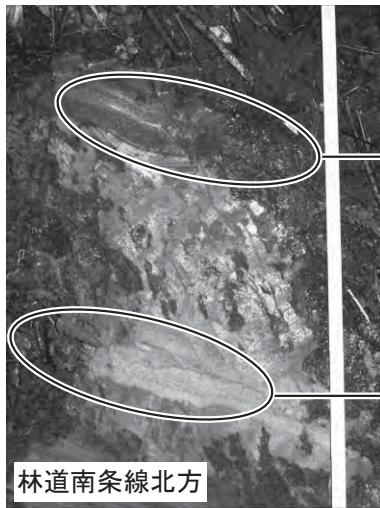
Initial Name: BW Key Bed

Call Name: Black and White

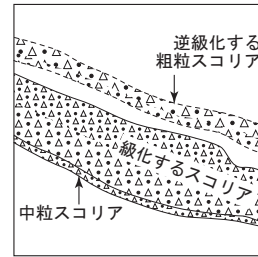
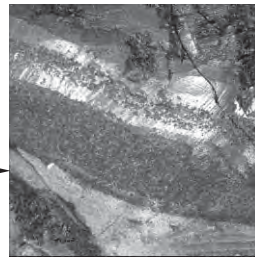
模式地：館山市林道南条線北方

備考：安房団体研究グループ（1990）の BW 鍵層と同一である。

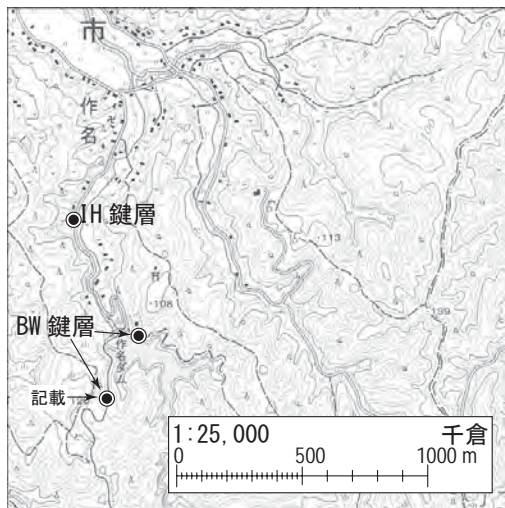
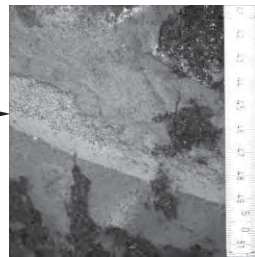
模式地東北方の南房総市千倉町小松から川戸にかけての民家の塀及び河床にも典型的な BW 鍵層が観察される。



目印①



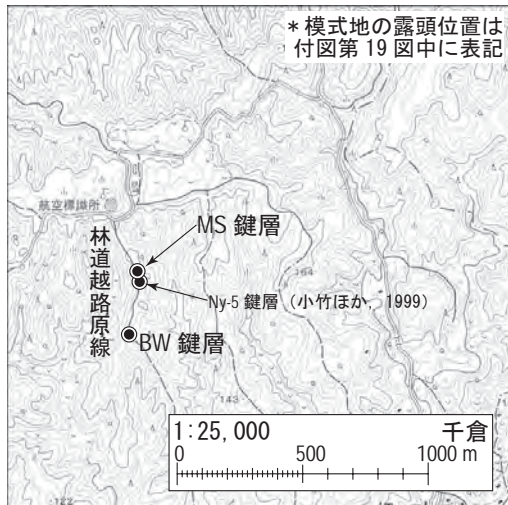
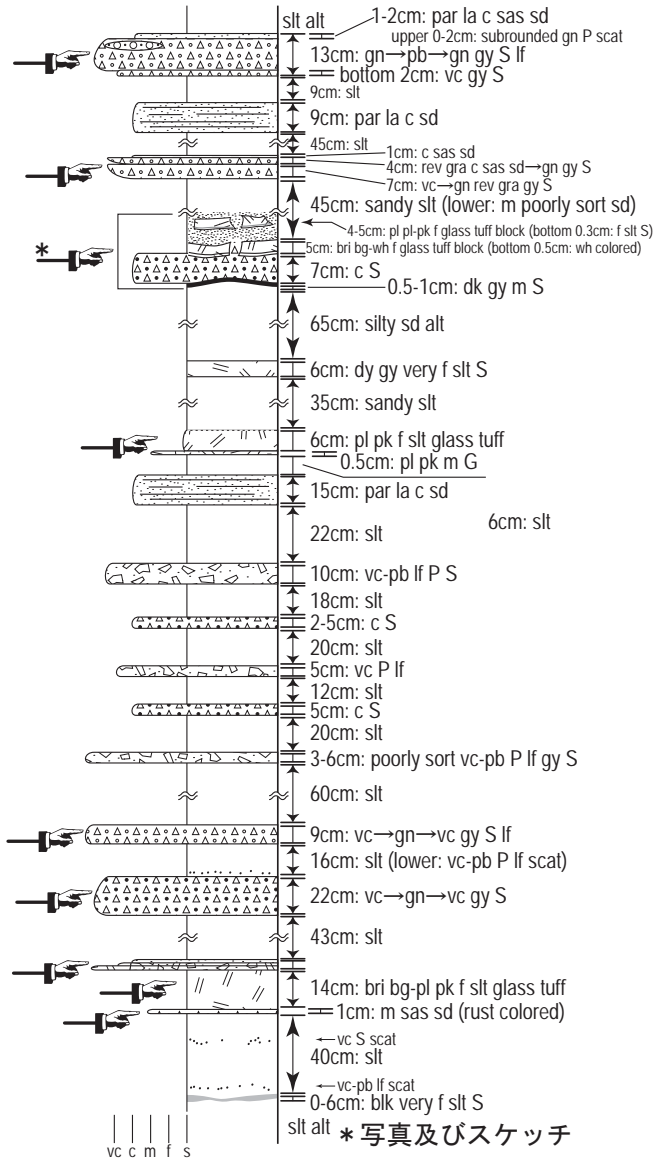
目印②



付図 第 17 図 BW 鍵層

MS 鍵層

記載：南房総市千倉町温谷北方



MS 鍵層

Initial Name: MS Key Bed

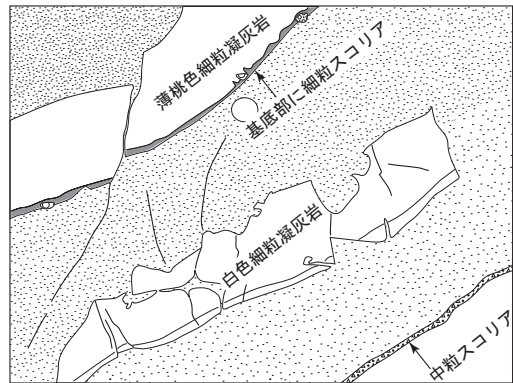
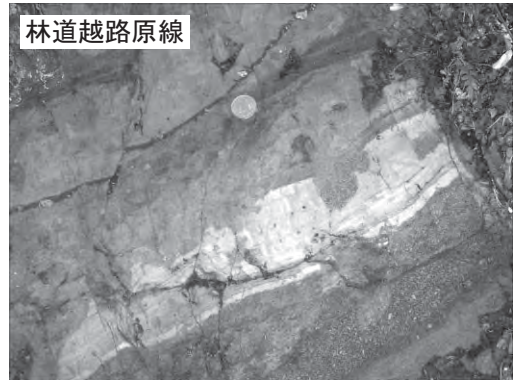
Call Name: MiSaki

模式地：南房総市千倉町温谷北方

備考：小竹ほか（1999）による火山灰鍵層

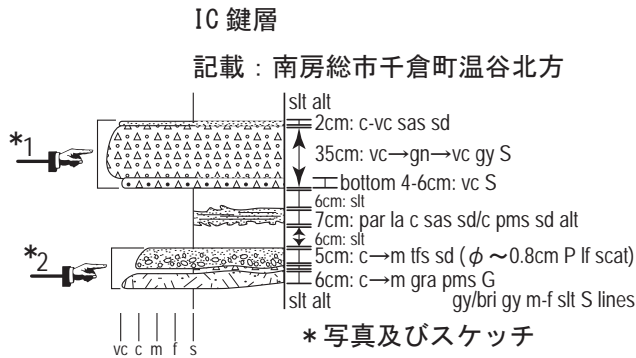
Ny-4 と同一である。

神余向斜南翼の林道越路原線（第 5.8 図 d）でも MS 鍵層が観察される。温谷では豊房層群加茂層の砂勝ち砂岩シルト岩互層中に観察されるが、越路原線では千倉層群畑層の凝灰質砂岩シルト岩互層中に観察される。



小竹ほか（1999）による Ny-4A~C に相当

付図 第 18 図 MS 鍵層



IC 鍵層

Initial Name: IC Key Bed

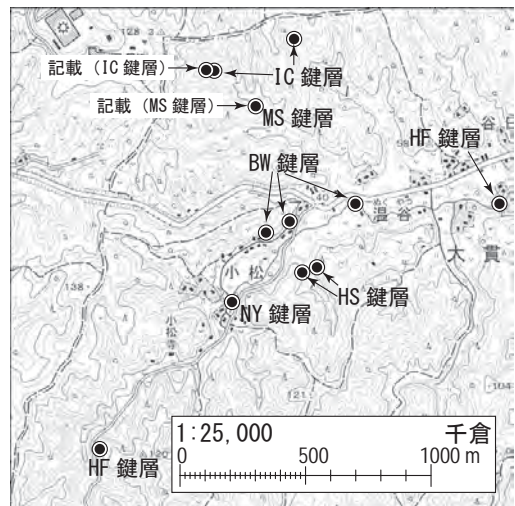
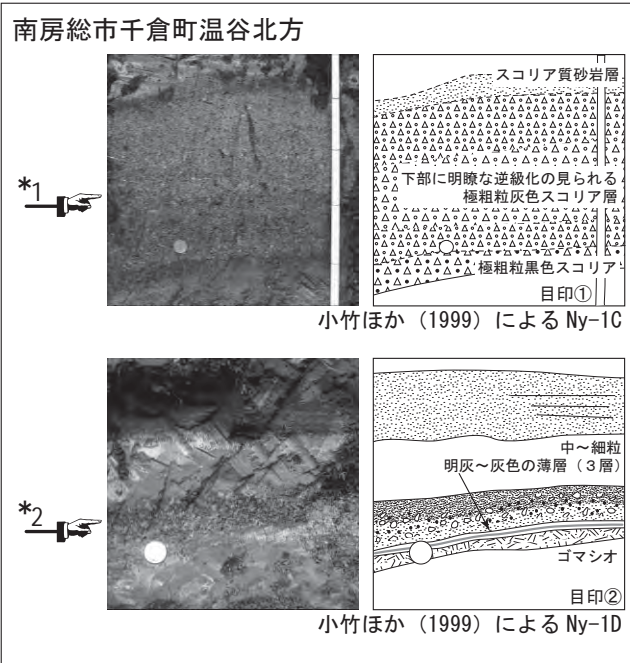
Call Name: Ikenohata bunka Center

模式地：南房総市千倉町温谷北方

備考：小竹ほか（1999）による火山灰鍵層

Ny-1 と同一である。

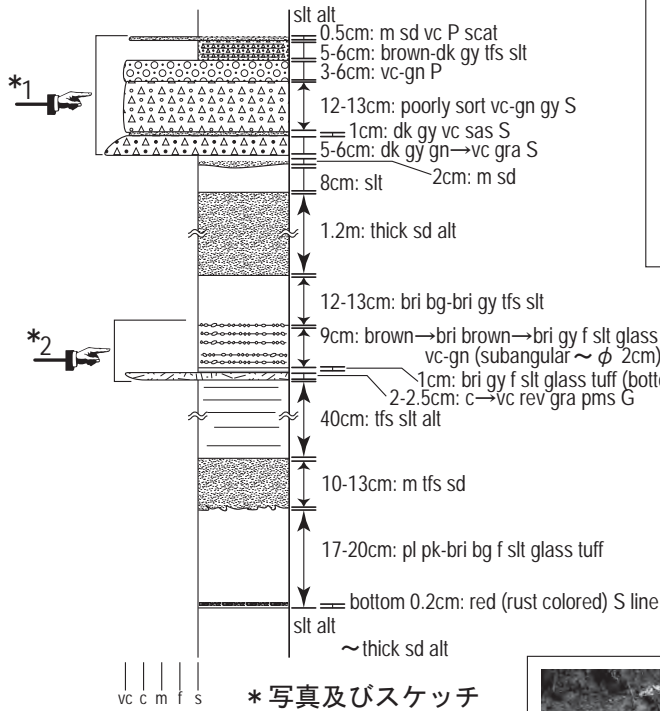
宇田断層南方から水岡背斜を越えて、宇田地域の北方まで、ほぼ連続的に追跡できる。



付図 第19図 IC 鍵層

OZ 鍵層

記載：館山市神余北西



OZ 鍵層

Initial Name: OZ Key Bed

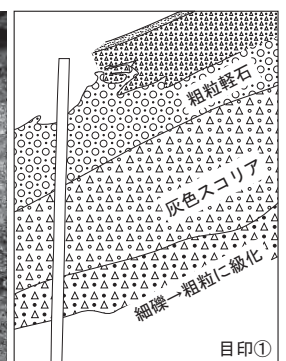
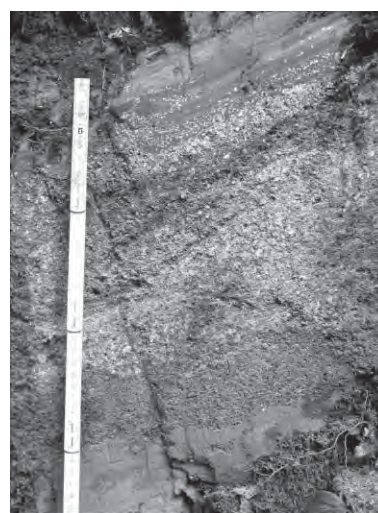
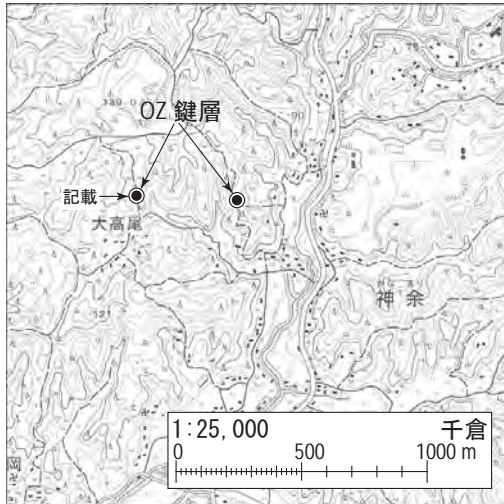
Call Name: OZzy

模式地：館山市神余北西

備考：小竹ほか（1999）による火山灰鍵層

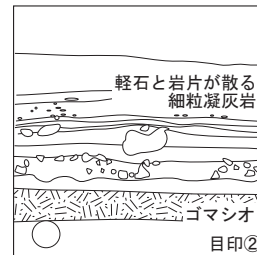
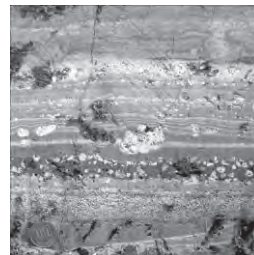
KB-5 の数十 m 上位に位置する。

急激に砂岩層が厚層化する豊房層群加茂層上部に位置する。



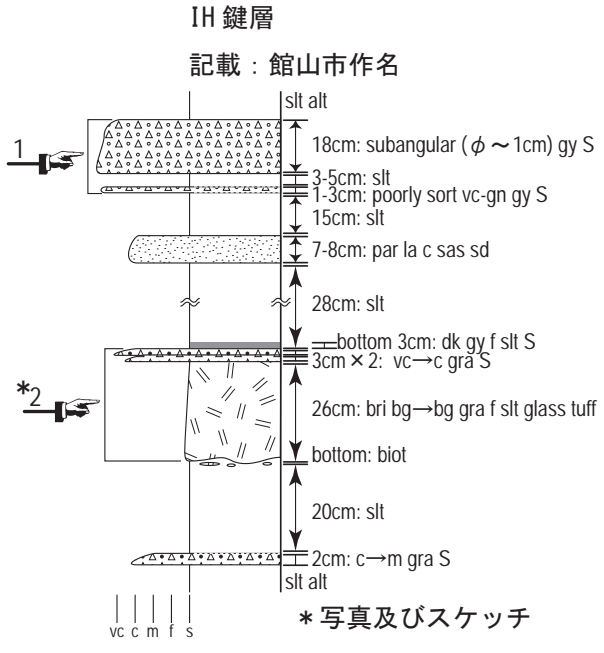
目印①

館山市神余北西

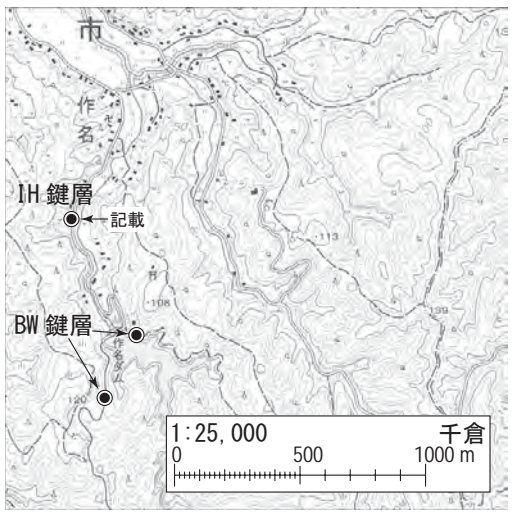
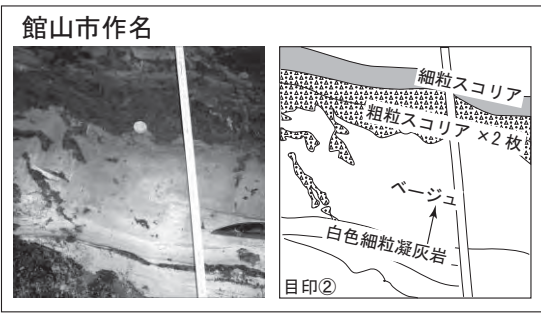


目印②

付図 第 20 図 OZ 鍵層



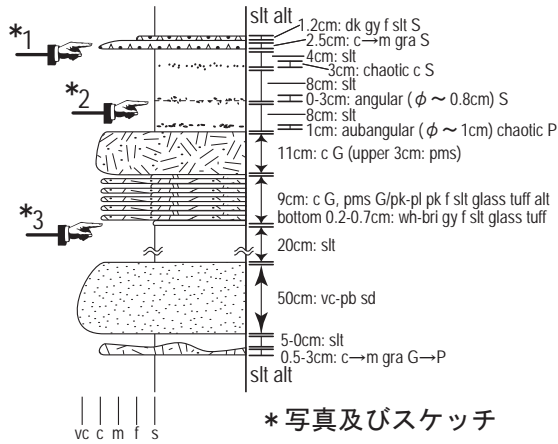
IH 鍵層
Initial Name: IH Key Bed
Call Name: Iwasaki Hiromi
模式地：館山市作名
備考：安房団体研究グループ（1990）の IH-1 鍵層，小竹（1988）及び小竹ほか（1999）による火山灰鍵層 Hn-8 と同一である。



付図 第 21 図 IH 鍵層

CR 鍵層

記載：館山市出野尾南方



CR 鍵層

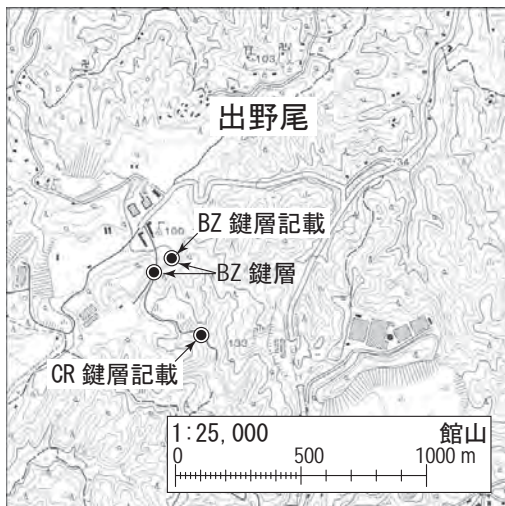
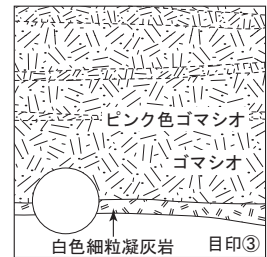
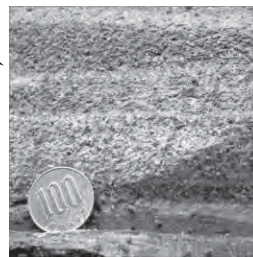
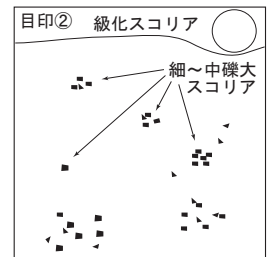
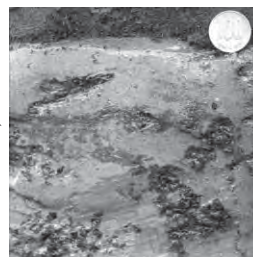
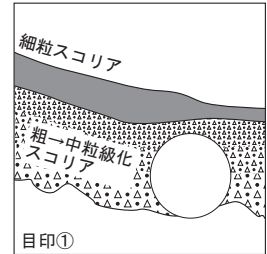
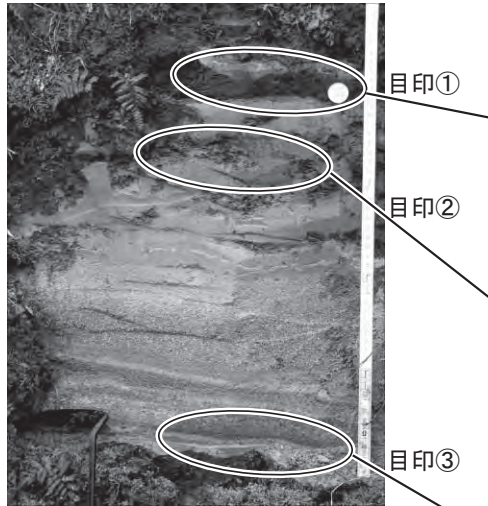
Initial Name: CR1H Key Bed

Call Name: CuRtain

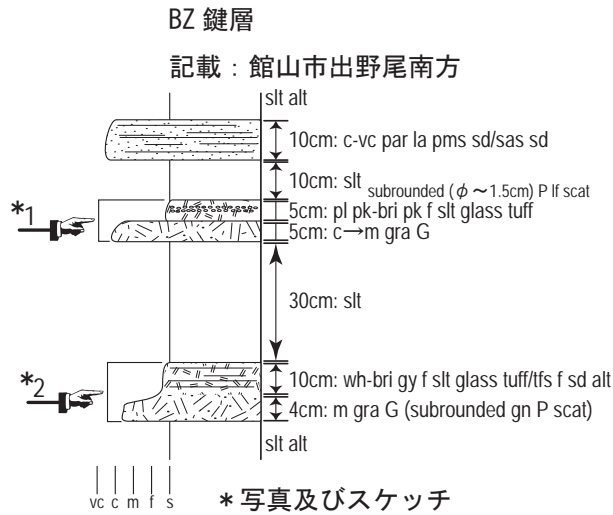
模式地：館山市出野尾南方

備考：安房団体研究グループ（1990）の IH-2 鍵層，小竹（1988）及び小竹ほか（1999）による火山灰鍵層 Hn-7 と同一である。

館山市出野尾南方



付図 第 22 図 CR 鍵層



BZ 鍵層

Initial Name: BZ Key Bed

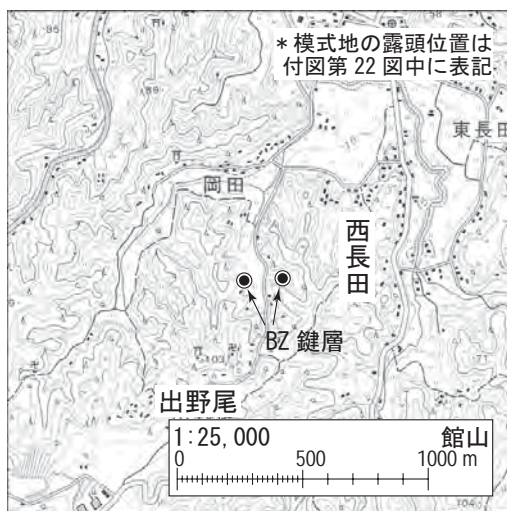
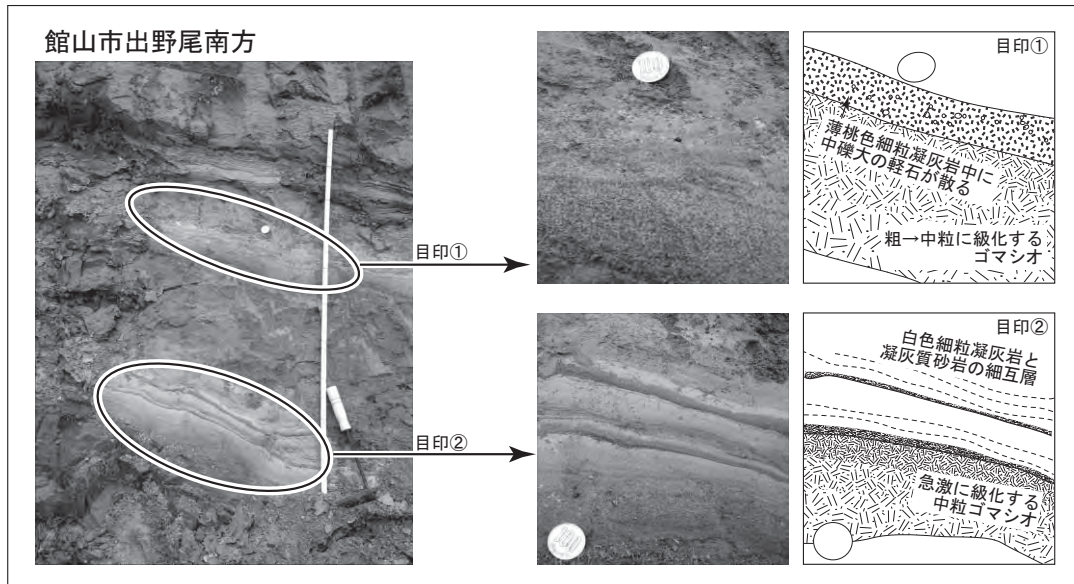
Call Name: BenZ

模式地：館山市出野尾南方

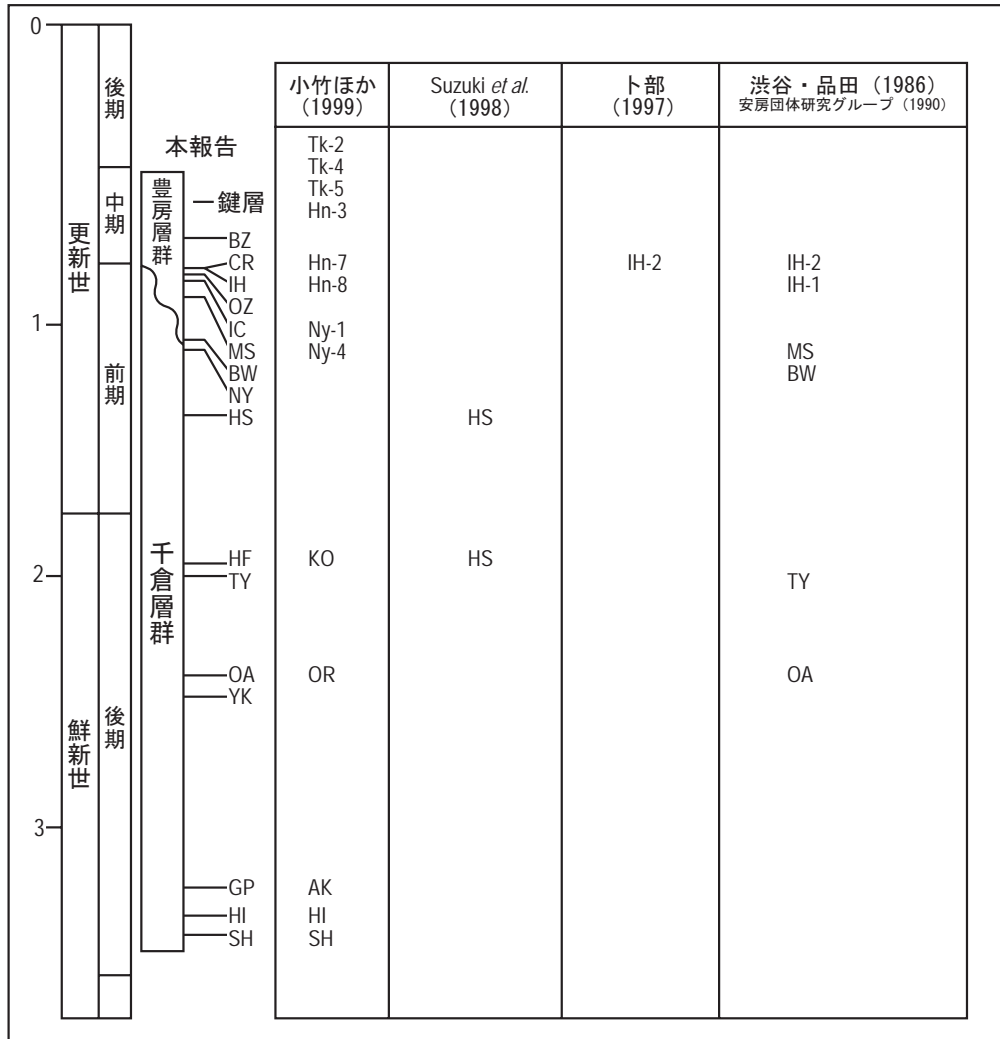
備考：小竹ほか（1988）による火山灰鍵層

Hn-3.5 の数十 m 下位に位置する。

谷藤原向斜南翼では BZ 鍵層の下位に厚く豊房層群が堆積し、北翼では BZ 鍵層の数十 m 下位で西岬層を不整合に覆う。



付図 第 23 図 BZ 鍵層



付図 第24図 本報告で用いた千倉・豊房層群の鍵層対応図

Geology of the Tateyama District

By

Shunsuke KAWAKAMI* and Masanobu SHISHIKURA**

(Written in 2006)

(ABSTRACT)

GENERAL REMARKS

The Tateyama district is situated in the southernmost part of the Bōsō Peninsula in central Japan and occupies a quadrangle area of lat. 34°50' to 35°0' and long. 139°45' to 140°0' (lat. 34°50'12"1 to 35°0'12"0 and long. 139°44'48"4 to 139°59'48"3 referred to the International Terrestrial Reference Frame, ITRF). The eastern and southern parts of the district face the Pacific Ocean. Topography of the terrestrial area is characterized by a highly dissected hill encompassed by an uplifted Holocene lowland. The hill that corresponds to the southern part of the Awa Hill is composed of Late Miocene to Middle Pleistocene sedimentary rocks of the Nishizaki Formation and the Minamibōsō, Chikura, and Toyofusa Groups (Fig. 1). The Holocene lowland filled with alluvium is mainly divided into four districts: Tateyama, Chikura, Heisaura and around the Tomoe River. Stepwise-emerged beach ridges are distributed in the Tateyama and Chikura Lowlands. Most of the Heisaura Lowland is covered by dune sand. Many steps of Holocene rock strath marine terrace recording the history of subduction zone earthquakes of the Sagami Trough are developed in a width of about 1 km along the south-southeast and west coasts.

NEOGENE and QUATERNARY

The Neogene sequence is composed of the late Miocene to early Pliocene Nishizaki Formation, early Pliocene Minamibōsō Group, and late Pliocene to early Pleistocene Chikura Group (Fig. 3). The Quaternary sequence is composed of the early to middle Pleistocene Toyofusa Group, late Pleistocene terrace deposits, Kanto loam, alluvium, and Holocene terrace deposits (Fig. 3).

Nishizaki Formation

The Nishizaki Formation is distributed in the southwestern part of Tateyama City and Uda and Minamiasai areas of Minamibōsō City and has an apparent thickness of at least 400 meters. It mainly consists of tuffaceous mudstone and is characterized by mesoscopic disrupted and folded structures in the field.

Minamibōsō Group (newly defined)

The Minamibōsō Group, newly defined, is composed of middle Miocene to lower Pliocene alternating beds of sandstone and siltstone with interbedded scoria beds. The Hedate and Kagamigaura Formations are distributed in this area, and other formations of the Minamibōsō Group are distributed in the northern part of this quadrangle.

Hedate Formation: This formation is distributed in the southern part of the Hedate area, Minamibōsō City. It mainly consists of sandy alternations of sandstone and siltstone with disturbed beds and has at least 350 meters in thickness.

Kagamigaura Formation: This formation is distributed at the edge of the Kagana plain and southern part of the Tateyama metropolitan area. It mainly consists of scoriaceous sandy alternations of sandstone and siltstone and is at least 300 meters thick. It is unconformable with the Nishizaki Formation at the edge of Kagana plain.

* Institute of Geology and Geoinformation

** Active Fault Research Center

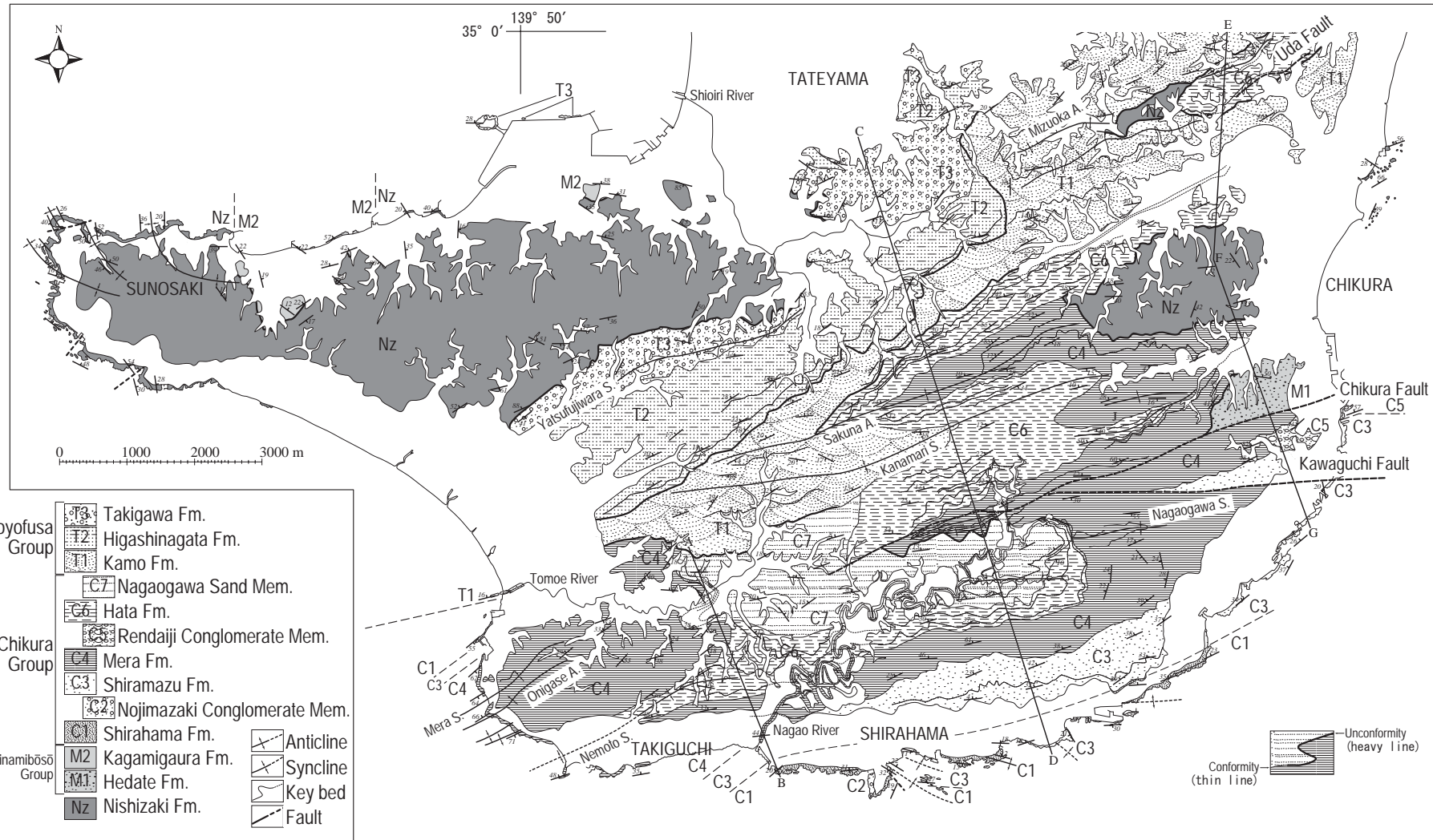


Fig. 1 Geologic map of the Tateyama district

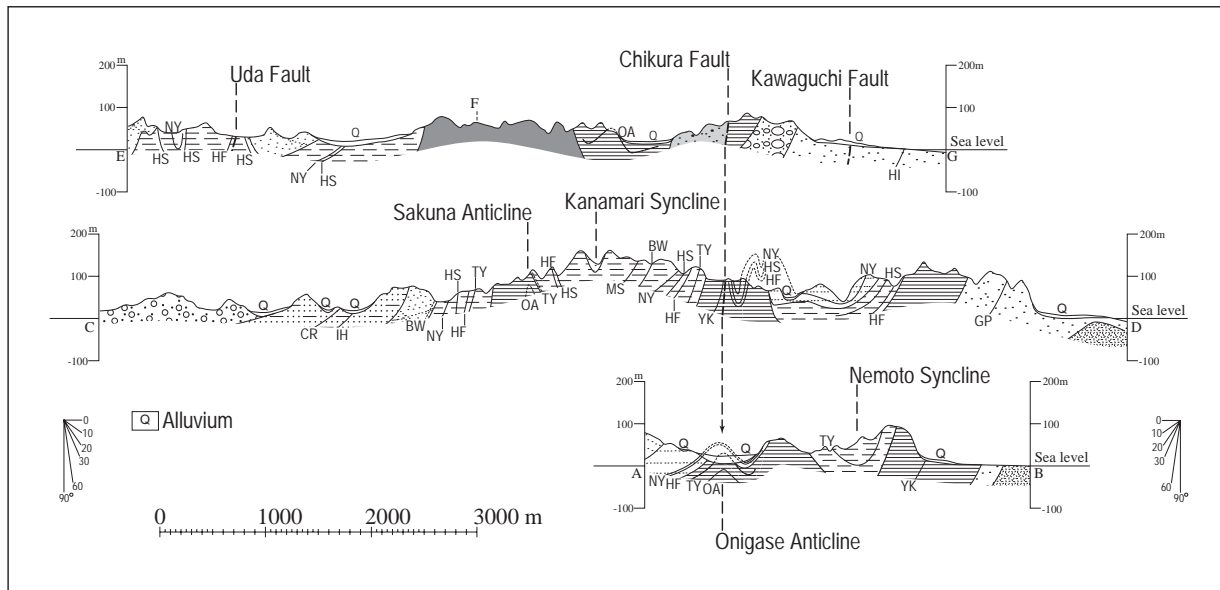


Fig. 2 Geologic cross sections

Chikura Group

The Chikura Group is extensively in the southeastern part of Minamibōsō City. It is made up of a thick sequence of marine sediments deposited on the middle to upper bathyal environment. It consists of an alternation of conglomerate, sandstone, and siltstone. A variety of tuff beds are intercalated in the Chikura Group.

Shirahama Formation: This formation is distributed in the coastal area between the Shiramazu and Kawashimo areas, and northern part of Mera Harbor. It mainly consists of mahogany colored volcanoclastic sandstone with interbedded mudstone layer, and it has at least 100 meters in thickness. This formation is interbedded by the Nojimazaki Conglomerate Member, which is composed of pebble- to cobble-sized conglomerate beds.

Shiramazu Formation: This formation is distributed in the southern part of the Shirahama area, Minamibōsō City. It mainly consists of sandy alternations of sandstone and tuffaceous siltstone, and exhibits an overall fining- and thinning-upward trend. This formation has 200 to 400 meters in thickness, which is thicker in the eastern part and thinner in the western part, and is conformable with the Shirahama Formation.

Mera Formation: This formation is extensively distributed in the southern part of Minamibōsō City and conformable with the Shiramazu Formation. It mainly consists of tuffaceous siltstone and is interbedded by the Rendaiji Conglomerate Member, which consists of rip-up clasts. This formation is 200 to 300 meters thick south of the Chikura Fault and 300 meters thick north of this fault. It is unconformable with the Hedate and Nishizaki Formations in the Minamiasai area.

Hata Formation: This formation is also extensively distributed in the southern part of Minamibōsō City and southeastern part of Tateyama City. It mainly consists of alternations of tuffaceous sandstone and tuffaceous siltstone, and interfingers with the Nagaogawa Sand Member, which consists of sandy alternations of sandstone and tuffaceous sandy siltstone. The formation thickness is 300 meters and 300 to 400 meters north and south of the Chikura Fault, respectively. It is conformable with the Mera Formation and unconformable with the Nishizaki Formation.

Toyofusa Group

The Toyofusa Group extensively occurs in the northwest part of this area. It is made up of a thick sequence of marine sediments deposited on the uppermost bathyal to shallow environment. It consists of an alternation of conglomerate, sandstone, and siltstone. A variety of tuff beds are also intercalated in the Toyofusa Group.

Kamo Formation: This formation is distributed in the Uda area north of Mera Harbor. It mainly consists of sandy alternations of sandstone and tuffaceous siltstone, which occur as shell fragments. It has 200 to 300 meters of thickness and is unconformable with the Hata, Mera and Nishizaki Formations.

Higashinagata Formation: This formation is distributed in the Yamahagi area to the Sano area, Tateyama City. It mainly consists of silty alternations of sandstone and tuffaceous siltstone. Its thickness is 400 to 500 meters, and it is unconformable with the Kamo Formation.

Geologic age	Group	Formation	Lithology	Remarks
Holocene		Dune and Beach Ridge Dep. /Valley Fill and Holocene Fill-strath Terrace Dep. /Holocene Strath terrace Dep.	gravel and sand /gravel, sand and mud /gravel, sand and mud	Gp.: Group, Fm.: Formation. Dep.: Deposits, cgl.: conglomerate *→ <i>Calyplogena</i> clams* = <i>Vesicomyidae</i> (Bivalvia: Mollusca)
		Alluvium	gravel, sand and mud	→ Numa coral bed Repeatedly intercalating beds of tsunami deposit
Pleistocene	late	Late Pleistocene Terrace Dep. /Kanto Loam	gravel, sand and mud /volcanic ash soil	
	early	Toyofusa Gp. Takigawa Fm. Higashinagata Fm. Kamo Fm.	Conglomerate, sandstone and sandy siltstone Silty alternation of sandstone and tuffaceous siltstone, and conglomerate Sandy alternation of sandstone and tuffaceous siltstone, and cgl.	↑ generally occurred shell fragments in sandstone beds
		Chikura Gp. Nagaogawa Sand Mem. Hata Formation Rendajji Conglomerate Mem. Mera Formation Shiramazu Formation Nojimazaki Conglomerate Mem. Shirahama Formation	Sandy alternation of sandstone and tuffaceous sandy siltstone, and conglomerate Alternation of tuffaceous sandstone and tuffaceous siltstone Conglomerate, sandstone and siltstone Silty alternation of tuffaceous sandstone and tuffaceous siltstone with disturbed beds Sandy alternation of sandstone and tuffaceous siltstone Conglomerate Sandy alternation of volcanoclastic sandstone and mudstone	disturbed beds around HF & YK horizon → <i>Calyplogena</i> clams* → <i>Calyplogena</i> clams* mahogany colored tuffaceous sandstone shallow to brackish fossils
Pliocene	late	Mimamboso Gp. Kagamigaura Fm. /Hedate Fm.	Sandy alternation of sandstone and siltstone with disturbed beds / Sandy alternation of sandstone and siltstone with disturbed beds	scoriaceous sandstone & conglomerate upper disturbed part resembled that of Nishizaki Formation
	early	Nishizaki Fm.	Alternation of sandstone and tuffaceous mudstone	upper most part is composed of silty alternation & disturbed beds frequently repeated in mesoscopic order by thrusting
Miocene	late			

Fig. 3 Summary of the Tateyama district

Takigawa Formation: This formation is distributed from the Komoguchi area to the Yatsufujiwara area and around Okinoshima Island. It consists of conglomerate, sandstone, and sandy siltstone, which frequently occur as shallow to brackish fossil fragments. It is at least 150 to 300 meters thick and interfingering with the Higashinagata Formation. In addition, it is unconformable with the Nishizaki Formation in the Yatsufujiwara area.

Late Pleistocene terrace deposits and Kanto loam: Late Pleistocene terraces, distributed along the Nagao River, are divided into six levels of Nagao-gawa I to VI in descending order. Most of the terraces are composed of fluvial gravel, sand and flood loam that are 1-3 m thick, but only the Nagao-gawa I is possibly marine origin related to the marine isotope stage 5a (MIS 5a). These terraces and gentle surface of the hill top around Kanamaribatake are covered by volcanic ash soil of the Kanto Loam.

Alluvium and Holocene terrace deposits: The alluvium composed of gravel, sand and mud is defined as post-glacial transgression deposits from the end of the Pleistocene to the middle Holocene in this report. Maximum thickness of the alluvium is at least 45 m in the Tateyama Lowland. The upper part of the alluvium characterized by shallow bay mud and beach sand can be observed in the outcrops. Along the middle to lower Tomoe River, 10-80cm thick tsunami deposits containing shell and plant fragments are repeatedly intercalated into shallow bay mud of the early Holocene. The fossils of Numa coral composed of 90 species of coral reef are yielded from small dissected valleys in the western part of Awa Hill.

Holocene marine terraces, which are classified into rock strath terrace and fill strath terrace, have been formed after the peak of post-glacial transgression. Terrace deposit of rock strath terrace is characterized by veneered gravel on an emerged shore platform or wave cut bench. Fill strath terrace accompanied with beach ridge is composed of gravel, sand and silt that were deposited in a beach environment between the shoreface and backshore.

GEOLOGICAL STRUCTURE

The formations south of the Mineoka Tectonic Belt are distributed from north to south with a southward younging trend. These strata are structurally controlled by some faults, e.g. the Uda, and Chikura Faults. There is three major faults in this reported area as follows from the north: the Uda, Chikura, and Kawaguchi Faults. These faults formed ENE-WSW trend syn-sedimentary folds, e.g. the Mizuoka Anticline, Sakuna Anticline, and Kanamari Syncline. These folds controlled the depositions of the Chikura and Toyofusa Groups. The Uda and Chikura Faults also formed shorter wavelength folds in several hundreds of meters only south of these faults, except south of the Onigase Anticline. In addition, there is the NW-SE to E-W curvature folds belt in the Nishizaki Formation in the Sunosaki area.

QUATERNARY TECTONICS

The southern part of the Bōsō Peninsula was uplifted during two major historical earthquakes of the 1703 Genroku and 1923 Kanto, and thus marine terraces were formed intermittently. Because the amount of uplift of the 1703 Genroku earthquake (3-6 m) was two or three times larger than that of the 1923 Kanto earthquake (1-2 m), the width of its terrace appears as a wide surface whereas the terrace resulting from the Kanto earthquake is a narrow step. Holocene marine terraces are mainly divided into four levels of wide surfaces named the Numa I to IV in descending order, but each boundary of the Numa series can be subdivided into several narrow steps. This geometry indicates the recurrence of two types of uplift events as the 1703 and 1923 earthquake. Based on the evaluation of emergence ages of each terrace, the subduction zone earthquake along the Sagami Trough occurred every 400 years usually as a 1923 type, but it becomes a large uplift like the 1703 type in one of several events (recurrence interval of 2,000-2,700 years). Since the height of the highest Holocene marine terrace (Numa I) emerged at 7,150 cal yBP reaches 30 m above sea level, the Holocene uplift rate is estimated to be about 4.0 mm/year that is the most rapid in Japan. However, if the Nagao-gawa I is correlated to the MIS 5a marine terrace, the uplift rate since 80 ka can be estimated to be 1.3-1.4 mm/year.

APPLIED GEOLOGY

Resources

The sand and gravel are used in concrete, mixed with cement and important aggregate for construction around the Kanto area. They are the most important mineral resources in the Chiba Prefecture. There are some working sand pits in this reported area. On the other hand, well-sorted fine glassy tephra beds are also important mineral resources in this area for abrasive compounds called “Hakudo” or “Boshu-Ko”.

Hot Spring

Over 30 sources of hot spring are developed in the southern part of Bōsō Peninsula. Most of them are characterized by low temperature (less than 25°C) and containing hydrogen sulfide.

Earthquake and Tsunami

During both the 1703 Genroku and 1923 Kanto earthquakes, this area was damaged by strong shaking and a large tsunami. The other historical tsunamis generated from distant sources have struck this area during the 1498 Meio, 1605 Keicho, 1677 Enpo, 1707 Hoei and 1854 Ansei earthquakes.

Landslide and mass movement

There are no typical landslides in this area, but the surfaces of slopes in dissected hills have collapsed during heavy rainfall or an earthquake. Emerged sea cliff of the boundary between Holocene rock strath marine terrace and hill has a steep slope, and there are risks of a surface collapse and debris flow from a small hanging valley.

執筆分担

第 1 章 地形	宍倉正展
第 2 章 地質概説	川上俊介
第 3 章 西岬層	川上俊介
第 4 章 南房総層群	川上俊介
第 5 章 千倉層群	川上俊介
第 6 章 豊房層群	川上俊介
第 7 章 更新世段丘堆積物及び新期関東ローム層	宍倉正展
第 8 章 沖積層及び完新世段丘堆積物	宍倉正展
第 9 章 地質構造	川上俊介
第 10 章 第四紀地殻変動	宍倉正展
第 11 章 応用地質	宍倉正展・川上俊介

文献引用例

川上俊介・宍倉正展 (2006) 館山地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 82p.

章単位での引用例

宍倉正展 (2005) 館山地域の地質, 第 1 章 地形, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, p.1-2.

Bibliographic reference

Kawakami, S. and Shishikura, M. (2006) Geology of the Tateyama District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 82p. (in Japanese with English abstract 5p.).

Bibliographic reference of each chapter

Shishikura, M. (2006) Geology of the Kitakata District, Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-2. (in Japanese).

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 館山地域の地質

平成18年9月13日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 佐藤印刷株式会社

©2006 Geological Survey of Japan, AIST